

# 岩石礦物礦床學會誌

第二十六卷 第三號

(昭和十六年九月一日)

---

## 研 究 報 文

---

- |  |                               |
|--|-------------------------------|
| 雨瀧山産柘榴石及び其母岩の化學成分 .....                          | { 理學博士 神 津 俣 祐<br>理學士 八 木 健 三 |
| トリディマイトの研究(第一報), 特にトリ<br>ディマイト化に關係ある礦化劑に就て ..... | 理學士 犬 塚 英 夫                   |
| 斜長石の光學方位及びその他の諸性質(I) 灰長石 ..                      | { 理學博士 神 津 俣 祐<br>理學士 加 藤 啓 雄 |

---

## 抄 録

---

- 礦物學及結晶學 氷長石の線膨張 外 2 件
- 岩石學及火山學 Nordingra 斑靨岩と風化現象 外 2 件
- 金屬礦床學 メキシコ Zacatecas 礦床産銀礦石の共生關係 外 2 件
- 石油礦床學 灣岸油田の重礦物帶 外 1 件

---

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

## The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

### *President.*

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

### *Secretaries.*

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

### *Assistant Secretary.*

Shinroku Watanabé, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

### *Treasurer.*

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

### *Librarian.*

Tunehiko Takéuti, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

### *Members of the Council.*

Kôichi Fujimura, R. S.

Muraji Fukuda, R. H.

Tadao Fukutomi, R. S.

Zyunpei Harada, R. H.

Fujio Homma, R. H.

Viscount Masaaki Hoshina, R. S.

Tsunenaka Iki, K. H.

Kinosuke Inouye, R. H.

Tomimatsu Ishihara, K. H.

Takeo Katô, R. H.

Rokurô Kimura, R. S.

Kameki Kinoshita, R. H.

Shukusuké Kôzu, R. H.

Atsushi Matsubara, R. H.

Tadaichi Matsumoto, R. S.

Motonori Matsuyama, R. H.

Shintarô Nakamura, R. S.

Kinjiro Nakawo.

Seijirô Noda, R. S.

Takuji Ogawa, R. H.

Yoshichika Ôinouye, R. S.

Ichizô Ômura, R. S.

Jun-ichi Takahashi, R. H.

Korehiko Takéuchi, K. H.

Hidezô Tanakadaté, R. S.

Iwawo Tateiwa, R. S.

Kunio Uwatoko, R. H.

Manjirô Watanabé, R. H.

Mitsuo Yamada, R. H.

Shinji Yamané, R. H.

Kôzô Yamaguchi, R. S.

### *Abstractors.*

Akitosi Isimitu

Isamu Matiba,

Kei-iti Ohmori,

Katsutoshi Takané,

Shinroku Watanabé,

Iwao Katô,

Yosio Nakamura,

Rensaku Suzuki,

Tunehiko Takéuti,

Kenzô Yagi.

Yoshinori Kawano,

Yûtarô Nebashi,

Jun-ichi Takahashi,

Manjirô Watanabé,

# 岩石礦物礦床學會誌

第二十六卷 第三號

(昭和十六年九月一日)

## 研 究 報 文

### 雨瀧山産柘榴石及び其の母岩の化學成分

Chemical studies of garnet and its mother rock from Amataki.

理學博士 神 津 俣 祐  
Shukusuké Kôzu

理 學 士 八 木 健 三  
Kenzô Yagi

#### Abstract

The analysis of the garnet-bearing andesite from Amataki, Kagawa-ken, Japan, reveals some peculiarities in the chemical composition, relatively high in  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  and  $\text{Na}_2\text{O}$  and relatively low in  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  and  $\text{CaO}$ , compared with the average of 113 analyses of Japanese andesite (Tab. 3). It would be reasonable to ascribe these characteristics to the contamination of mica schist in the andesitic magma. The chemical analysis of the garnet gives the following result ;  $\text{SiO}_2=37.52$ ,  $\text{TiO}_2=0.48$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=21.03$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3=2.68$ ,  $\text{FeO}=25.17$ ,  $\text{MgO}=4.66$ ,  $\text{CaO}=6.06$ ,  $\text{MnO}=1.89$ ,  $\text{H}_2\text{O}=0.58$ , the total being 100.07% (Tab. 4). The chemical formula can be expressed by

$(\text{Fe}'''_8 \text{Fe}''_{166} \text{Mg}_{56} \text{Ti}_3 \text{Ca}_{51} \text{Mn}_{13})_{297} (\text{Al}_{192} \text{Fe}'''_8)_{200} (\text{Si}_{296} \text{Al}_3)_{299} \text{O}_{1200}$   
in which Ti atom is considered to replace Mg instead of Si. From the above result, the mixing ratios of the end members are given as

Alm=58.14, Py=19.44, Sp=4.48, And=8.47, Gr=9.47 mol %.

It is noteworthy that these ratios agree fairly well with those obtained by T. Takéuti by computation of Kôzu's formula, using the observed physical constants (Tab. 6). The chemical composition of our garnet resembles that of the garnet characteristic in the mica schists (Tab. 7). It is interesting to note that the most of the garnets found in the andesitic rocks also fall into this category (Tab. 8). From the above statements, it is concluded that the present garnet crystals were already formed in the mica schist

and then they were taken into the andesitic magma and have remained slightly dissolved in the cooling magma as xenocrystic minerals.

## 目 次

- |                      |                  |
|----------------------|------------------|
| 1 緒 言                | 6 端 成 分          |
| 2 母岩の化學成分            | 7 他產地柘榴石との比較     |
| 3 母岩の化學成分に見らるゝ捕獲岩の影響 | 8 火山岩中の柘榴石に關する考察 |
| 4 柘榴石の化學成分           | 9 柘榴石の成因的考察      |
| 5 化 學 式              | 10 總 括           |

## 1 緒 言

茲に記載する柘榴石及びその母岩は當教室の竹内學士<sup>1)</sup>が採集し、且その物理性質を研究したものと同一の試料である。余等は最近それらの化學性

第 壹 表 (Tab. 1)

斑 晶 礦 物	
<b>斜 長 石</b> 累帶構造顯著、時に融蝕されたる帶あり。 $\alpha' = 1.548, \gamma' = 1.559$ on (010) 40% An ~ 50% An 經緯鏡臺により 38% An ~ 53% An	<b>黑 雲 母</b> オバサイト周縁を有し時に完全に分解す。 $\alpha = 1.598, \gamma = 1.665$ 多色性強し、X...黄色、Y≒Z...濃褐色
<b>角 閃 石</b> オバサイト周縁を有する玄武角閃石 $\alpha' = 1.677, \gamma' = 1.691$ on (110), 多色性強し、X...淡黄色、Y≒Z...濃褐色	<b>紫 蘇 輝 石</b> $\alpha = 1.691, \gamma = 1.702$ $Fs_{24} En_{76}$ X'...淡黄色、Z'...帶紅黄色
<b>普 通 輝 石</b> 淡青綠色、極めて稀なり。	<b>柘 榴 石</b> 淡褐色、累帶構造著しく時に複屈折を呈す。 $n = 1.8008 \sim 1.7957$
石 基 礦 物	捕 獲 岩 構 成 礦 物
微晶質乃至完晶質 斜 長 石      アルカリ長石 紫 蘇 輝 石      磁 鐵 礦 燐 灰 石      玻 璃 石      英	斜 長 石      尖 晶 石 黑 雲 母      燐 灰 石 珪 線 石      方 解 石 柘 榴 石      磁 鐵 礦 十 字 石      堇 青 石

1) 竹内常彦、雨瀧山産柘榴石及び其母岩、本誌 26, 33~60, 昭 16.



質の検討を了したので、茲にその結果を報告し、化學性質より柎榴石及び母岩の成因に就いて推論し、諸彦の批判を仰ぎたいと思ふ。本文には化學性質を明かにするのが目的であるが、考察に便ならしむる爲、竹内學士の研究より母岩の顯微鏡的性質を抜粋し、第壹表に表示した。

## 2 母岩の化學成分

分析に供した試料は肉眼的には外來捕獲岩を有しない灰白色、粗粒で新鮮な部分である。その結果は第貳表に與へた。

第 貳 表 (Tab. 2)

	Wt %	Mol. Prop.	Norm		Niggli's Value	
SiO <sub>2</sub>	57.55	959	Q	13.32	Si	193
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.78	174	C	0.41	ti	2.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.58	10	or	10.56	al	35
FeO	3.96	55	ab	28.30	fm	30
MgO	2.79	70	an	26.97	c	21
CaO	5.77	103	en	7.00	alk	14
Na <sub>2</sub> O	3.35	54	fs	4.62	c/fm	0.70
K <sub>2</sub> O	1.82	19	mt	2.32	k	0.26
H <sub>2</sub> O <sub>+</sub>	3.64	202	il	1.82	mg	0.48
H <sub>2</sub> O <sub>-</sub>	0.42	23	ap	0.67	qz	37
TiO <sub>2</sub>	0.97	12				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	2	Sal			
MnO	0.13	2	Fem	=4.84..II		
			Q	=0.20..4		
Total	100.01		F			
			Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	=0.75..3		
			CaO			
			K <sub>2</sub> O	=0.35..4		
			Na <sub>2</sub> O			
			Tonalose			

本分析を見ると Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Na<sub>2</sub>O 及び K<sub>2</sub>O に比較的富み、FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、CaO 等の比較的尠いことが注目される。即ち本岩はこの點に於て本邦産安山岩に一般に見らるゝ傾向を示してゐない。比較の爲、第參表に Daly<sup>1)</sup>による世界の普通輝石安山岩 33 個の平均成分、岩崎博士<sup>2)</sup>の與へた

1) R. A. Daly, The igneous rocks and the depths of the earth, 16, 1933.

2) 岩崎岩次, 本邦火山岩の平均化學組成, 日化, 58, 341, 昭 12.

本邦産安山岩 113 個の平均成分を掲げる。Daly の平均値によく一致するも、本邦のものとは稍著しい差異を示すことは同表から明かである。

そのノルム長石及びノルム輝石を見るに前者に於ては比較的  $or$  に富み  $an$  に乏しく、後者に於ては  $wo$  を缺き  $C$  を有する等の特性が判然と窺はれる。本岩石中には多量の捕獲岩の存在するのは特に注目すべき事實で、

第 参 表 (Tab. 3)

	1	2	3
$SiO_2$	57.55	57.50	57.95
$Al_2O_3$	17.78	17.33	17.65
$Fe_2O_3$	1.58	3.78	3.18
$FeO$	3.96	3.62	4.90
$MgO$	2.79	2.86	3.23
$CaO$	5.77	5.83	7.03
$Na_2O$	3.35	3.53	2.81
$K_2O$	1.82	2.36	1.18
$H_2O_+$	3.64	}	1.26
$H_2O_-$	0.42		
$TiO_2$	0.97	0.79	0.56
$P_2O_5$	0.25	0.30	0.21
$MnO$	0.13	0.22	0.20
Total	100.01	100.00	100.00

1. Amataki-yama garnet-bearing andesite (Anal. Yagi).

2. Average of the world augite andesites (after Daly).

3. Average of the Japanese andesites (after Iwasaki).

これら化學成分上の特徴の原因を考察するに際し、我々は先づその捕獲岩の影響を考へなければならない。

### 3 母岩の化學成分に見らるゝ捕獲岩の影響

筆者の一人 (S. K.)<sup>1)</sup> は既に 30 餘年前瀬戸内海沿岸の各地に於て、安山岩漿中に於ける花崗岩捕獲岩の同化作用を観察し報告してゐる。最近に至り佐藤學士<sup>2)</sup> は高松地方の玄武岩中にも同様な現象を認め、又杉教授<sup>3)</sup> は同地

1) 神津俣祐, 野田勢次郎, 松山圖幅説明書, 99~101, 明 43.

2) 佐藤源郎, 高松圖幅説明書, 41, 昭 11.

3) 杉 健一, 四國高松附近の讃岐岩類, 特にその中の xenocrysts に就て, 火山, 4, 17, 昭 13.

方に發達する讃岐岩類中の外來結晶及びその同化作用に就て研究を發表された。又牛來氏<sup>1)</sup>は北滿の白榴石玄武岩の成因を花崗岩捕獲岩の影響を求めてゐるが、その所論の如きも我々の注目を惹くものがある。

竹内學士の記載に従へば本岩中の捕獲岩は肉眼的には黑色を帶び片理を呈し、構成礦物は尖晶石、十字石、柎榴石、斜長石、黑雲母、珪線石よりなる。この礦物組合せは廣區域變成作用により生ぜる礫土質水成岩源の變成岩に特有なもので、珪線石を多量に有する點から見て高程度の變成作用を蒙れる珪線石帶<sup>2)</sup>に屬する雲母片岩と考へられる。かゝる雲母片岩は雨瀧山の周圍には見られないが、津田町東方の岬には露出があり、その他諸所に現れて居る事は高松圖幅から知る事が出来る。即ち同岩は日本内帶に廣く發達する領家式變成岩<sup>3)</sup>に屬するものと考へられる。

従つて雨瀧山の含柎榴石安山岩は噴出前に基底の領家變成岩より相當多量の柎榴石-珪線石-黑雲母片岩を捕獲したのである。

捕獲岩の礦物中、石英、長石、黑雲母等が他の礦物に比して同化され易い事はよく認められた事實であり、竹内學士に従へば本岩石中にも融蝕せられた斜長石外來結晶が多數に存在し、又黑雲母は或はオパサイト縁を有し、或は完全に分解して磁鐵礦の集合體に變じて居る。

次に捕獲岩が母岩の化學成分に如何なる影響を與へるかを考へて見たい。Read<sup>4)</sup>は斑瀾岩中に於ける礫土質水成岩源の捕獲岩の同化作用を研究し、岩漿中には  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  及び  $\text{Na}_2\text{O}$  が増加し、 $\text{CaO}$  及び  $\text{MgO}$  が減少し、一方捕獲岩に於ては之と正反對な反應の起ることを明かにし、之を reciprocal reaction と呼んでゐる。Bowen<sup>5)</sup>に依れば玄武岩漿が礫土質

1) 牛來正夫、北滿洲五大連池アルカリ玄武岩の成因に關する一考察、地質、47, 457, 昭 15.

2) A. Harker, Metamorphism, 227, 1932.

3) 杉 健一、日本變成岩總説、岩波講座、昭 8.

4) H. H. Read, Certain xenolith associated with the contaminated rocks of the Huntly Mass, Aberdeenshire, Geol. Mag. 61, 433, 1924.

5) N. L. Bowen, Evolution of igneous rocks, 209, 1928.



の水成岩に作用する際には選擇的な反應の結果、岩漿中に吸収される酸化物は主に  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  及び  $\text{K}_2\text{O}$  でこれらは大體酸性火成岩中に存在する割合で入るといふ。従つて先に述べた如く雨瀧山の含柘榴石安山岩の化學成分に於て  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  及び  $\text{K}_2\text{O}$  が富んでゐるのは、上記の如き選擇反應が安山岩質母岩漿と、この中に取込まれた雲母片岩の捕獲岩との間に行はれた爲であると考へられるのである。又  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  及び  $\text{MgO}$  の虧いことは同化の際これら酸化物に富む橄欖石、單斜輝石等が reactive precipitation<sup>1)</sup> を行ひ、岩漿中から除かれた事に歸因するものであらう。

礬土質捕獲岩の混生作用の結果、斜方輝石に富む岩石の生成される事については、多くの例<sup>2)</sup> が挙げられてゐるが、本岩に於ても亦輝石の大部分は紫蘇輝石であつて、普通輝石は極めて稀である。ノルム輝石の成分  $\text{Fs}_{34}\text{En}_{66}$  (mol%) が實在する紫蘇輝石  $\text{Fs}_{24}\text{En}_{76}$  (mol%) と稍異なるのは、有色礦物が斜方輝石のみでなく、黒雲母、角閃石、柘榴石等を含み、これらが比較的 Mg よりも Fe に富める種類である爲と考へられる。

以上を要するに含柘榴石安山岩の化學的特徴は安山岩質原岩漿<sup>3)</sup> と、その中に多量に捕獲された柘榴石-珪綠石-黒雲母片岩との間の同化作用の結果によるものと考へるのが最も妥當である。

#### 4 柘榴石の化學成分

竹内學士に従へば本柘榴石は累帶構造著しく結晶の部分に依つてその化學成分を異にする事は部分的に  $n$  及び  $a_0$  を異にすることから明かである。故に同學士の與へたる  $n$  も  $a_0$  も本地域産の柘榴石の眞の  $n$  及び  $a_0$

1) N. L. Bowen, 前掲, 204.

2) N. L. Bowen, 前掲, H. H. Read, 前掲.

3) 本岩石の化學成分は杉教授の所謂“讃岐岩類”に類似してゐる點が多い。同教授はこれらの岩石の成因を玄武岩漿と花崗岩(及び領家岩類)捕獲岩との同化作用に歸して居られる。しかるに竹内學士によれば雨瀧山安山岩には花崗岩源と推定される捕獲岩又は捕獲結晶が認められない。故に上記の所論では原岩漿として玄武岩質のものまで遡らずに安山岩質のものを假定して議論を行つた。



を與へるものとは必しも言ひ得ない。但しその平均値に近いものであることは疑がない。G は澤山の柘榴石結晶の細粒に就て測定したものであるから之は本柘榴石の平均比重として採用してもよい。この三つの物理恒數から竹内學士が算出した端成分の混比は既に發表された所である、この値が果して本柘榴石の化學成分を示すものなるか否かを化學分析上から検討して見たい。

本柘榴石は微細な包裹物を多量に含有する爲、多數の結晶を細粒に碎き、双眼顯微鏡下にて包裹物を有しない純粹な部分のみを選び分析試料とし

第 四 表 (Tab. 4)

	Wt %	Mol. Prop.		Atomic Ratios	ditto when O=1200
SiO <sub>2</sub>	37.52	625	Si	625	296
TiO <sub>2</sub>	0.48	6	Ti	6	3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.03	206	Al	412	195
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.68	17	Fe'''	34	16
FeO	25.17	350	Fe''	350	166
MgO	4.66	117	Mg	117	56
CaO	6.06	108	Ca	108	51
MnO	1.89	27	Mn	27	13
H <sub>2</sub> O <sub>-</sub>	0.58	32	O	2533	1200
Total	100.07				

た。この試料につき竹内學士が測定した比重は  $G=4.048$  ( $4^{\circ}\text{C}$ ) である。定性分析の結果 MnO が稍多量に存在することを確めたので、鹽基性醋酸鹽法を用ひた。最初の分析結果では Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の値に疑問の點があつたので、實驗を再び行ひ正確と信ずる値を得た。第 I 回及び第 2 回の分析結果は Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> を除けば實驗誤差の範圍内でよく一致する。第四表には第 2 回の分析結果を表示した。

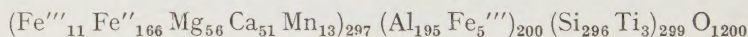
### 5 化 學 式

柘榴石の化學式に於て Ti を如何に取扱ふ可きかは問題であつて、TiO<sub>2</sub> が多量なる時には Ti-andradite (Ca<sub>3</sub>Fe<sub>2</sub>Ti<sub>3</sub>O<sub>12</sub>) の存在を考ふる學者も

ある。Zedlitz<sup>1)</sup> は 4~17% に及ぶ  $\text{TiO}_2$  を有する melanite を研究した結果、Ti の一部は Si を置換し、他は Al を置換するとの結論に達した。又同様な柘榴石を研究せる Gossner 及び Reindl<sup>2)</sup> は全ての Ti を Zr と共に  $\text{R}'''$  に入れ、一部の  $\text{Fe}'''$  及び  $\text{Al}'''$  を Si に加へてゐる。Kunitz<sup>3)</sup> は柘榴石に於ては Ti は常に Si を置換すると述べ、屈折率は  $\text{TiO}_2$  量に比例して増加することを示した。Mackowsky<sup>4)</sup> も亦同様の結論を導き、純 Titanradite 分子 ( $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Ti}_3\text{O}_{12}$ ) の物理恒数を推定してゐる。之に對し Machatschki<sup>5)</sup>、Tom. Barth<sup>6)</sup> は角閃石、輝石の研究より、Ti の原子半径が Si のそれより遙に大で Mg のそれに略近似することから、 $\text{Ti}'''$  は Si よりも寧ろ  $\text{Mg}''$  を置換し、且この場合には原子價の變化がある爲、之に伴つて  $\text{Si}'''$  の一部は  $\text{Al}'''$  により置換されるとの結論を得た。

本柘榴石の場合には  $\text{TiO}_2$  が少量である爲に、Ti をどの原子群に屬せしむかを決定するのは却つて困難である。然しこの場合には  $\text{R}''' = \text{Al} + \text{Fe}'''$  が既に過剰であるから Ti を  $\text{R}'''$  に加へる事は出来ない。故に残りの 2 つの方法に従つて化學式を算出した。

(i) Ti を Si に加ふる場合  $\text{Si} + \text{Ti} \dots 229$ ,  $\text{Al} + \text{Fe}''' \dots 211$ ,  $\text{R}'' \dots 286$  となり  $\text{R}'''$  に過剰を生じ  $\text{R}''$  に不足を生ずる。故に  $\text{Fe}'''$  を二分し 5 を  $\text{R}'''$  に 11 を  $\text{R}''$  に加ふれば



1) O. Zedlitz, Über titanreichen Kalkeisengranat I, Cbl. Min., A, 225~239, 1933. II, ditto, 68~78, 1935.

2) B. Gossner, E. Reindl, Über die chemischen Zusammensetzung titanhaltiger Silikate, ins besondere von Astrophyllit, Cbl. Min. A, 162, 1934.

3) W. Kunitz, Die Rolle der Titans und Zirkonums in der gesteinsbildenden Silikaten, Njb. Min. BB. 70, 392~396, 1936.

4) M. T. Mackowsky, Über die chemisch-physikalischen Zusammenhänge in der Granatsystemen Grossular-Melanit und Melanit-Titanmelanit unter dem Einfluss des Eisens bzw. Titans, Chem. Erde, 12, 123, 1939.

5) F. Machatschki, Über die Formel der monoklinen Amphibole u. Pyroxene, Zeit. Krist. 71, 223~224, 1929.

6) T. F. W. Barth, Pyroxen von Hiva Oa, Marquesas-Inseln u. die Formel titanhaltiger Augit, Njb. Min. BB, 64, 221~222, 1931.

となり理論化學式  $R_3'R_2'''Si_3O_{12}$  を満足する。

(ii) Ti を Mg に加ふる場合  $Si \dots 296, Al + Fe''' \dots 211, R'' \dots 289$  となり、矢張り  $R'''$  に過剰を生ずる。故に  $Fe'''$  を二分し 8 を  $R'''$  に、8 を  $R''$  に加算した。尙この場合には  $Mg''$  が  $Ti''''$  にて置換された爲に生ずべき原子價の變化を補ふ爲に  $Al'''$  の 3 を  $Si''''$  に加へなければならない。即ち  $(Fe_8''' Fe''_{166} Mg_{56} Ti_3 Ca_{51} Mn_{13})_{297} (Al_{192} Fe_8''')_{200} (Si_{296} Al_3)_{299} O_{1200}$  となり理論式と略一致を見る。

尙このいずれの場合にも  $R'''$  に過剰を見た。これに就ては後に述べたい。

## 6 端 成 分

次に本柘榴石を構成する端成分の算出を試みよう。

(i) 與へられた分子比を共儘とし、置換を考へずに RO を基礎に算出すると  $Alm = 58.14, Py = 19.44, Sp = 4.48, And = 8.47, Gr = 9.47 \text{ mol\%}$  となり  $SiO_2 = 1.28, Al_2O_3 = 2.24, TiO_2 = 0.48 \text{ wt\%}$  の過剰を生ずる。之は明かに實驗誤差の範囲を超へてゐる。この殘量中  $SiO_2$  と  $Al_2O_3$  とは略當量に存在するから、丁度珪線石分子を形成すれば、重量にて全體の 3% となる。鏡下の觀察によれば包裹物として珪線石の存在が認めらるゝもその量は少く、従つて精選せる試料中には存在するとしても極めて僅少の筈である。従つて之を以て  $SiO_2, Al_2O_3$  等の過剰を説明し得ない。

(ii) 化學式を算出する時に  $Ti''''$  を以て  $Mg''$  を置換するものと考へたが、それに従ひ  $TiO_2$  を以て  $Py$  を作り之を (i) の  $Py$  に加へると  $Alm = 57.57, Py = 20.23, Sp = 4.44, And = 8.38, Gr = 9.38 \text{ mol\%}$  となり、未だ  $SiO_2 = 1.02, Al_2O_3 = 2.04 \text{ wt\%}$  の如き多量の過剰を見る。

(iii) この殘量を減ぜしめる一方法として既に和田峠<sup>1)</sup>、弓長嶺<sup>2)</sup> 産柘榴

1) 神津叔祐、河野義禮、八木健三、和田峠産柘榴石の研究 II、化學性質の研究、本誌、25, 6~8, 昭 16.

2) 神津叔祐、待場 勇、八木健三、家木幸雄、弓長嶺産柘榴石の研究 II、化學性質、本誌、25, 40~41, 16.



石の場合になされた如く,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  を二分し, 一部は  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  として残し, 他は 2 倍して  $\text{FeO}$  に加へ Alm 分子を形成せしむるのである。  $\text{TiO}_2$  は (ii) と同様に Py を形成するものとする, その結果は  $\text{Alm}=58.65$ ,  $\text{Py}=19.71$ ,  $\text{Sp}=4.33$ ,  $\text{And}=4.33$ ,  $\text{Gr}=12.98 \text{ mol } \%$  となり, 残量は僅に  $\text{SiO}_2=0.06$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=0.70 \text{ wt } \%$  のみとなる。

上記の三方法により得た端成分の混比より算出した物理恒数は第五表に

第 五 表 (Tab. 5)

	(i)	(ii)	(iii)	實測物理恒数
n	1.800	1.799	1.794	1.798
G	4.043	4.038	4.033	4.048
$a_0$	11.567	11.566	11.552	11.549

示した。この値を竹内學士の實測物理恒数に比較すれば, いづれも大差を示さず, 寧ろ大要の一致を見たと言ひ得るが, この中 (iii) が稍差異が著しい。之は物理恒数の甚しく異なる And と Gr の比が他と著しく變動した爲である。(i) と (ii) とは略同様であるが (i) の方の比重がよく一致するから

第 六 表 (Tab. 6)

	化學分析より 求めたる混比	物理恒数より 求めたる混比
Alm	58.14%	59.9%
Py	19.44	22.2
Sp	4.48	6.5
And	8.47	5.7
Gr	9.47	5.7

らこの (i) の場合の混比を本柘榴石の端成分の混比として採用する。竹内學士は獨立にその實測物理恒数から端成分の混比を推定されたが, その値

を化學分析より得たる値と比較する爲に第六表を與へた。本柘榴石の如く 5 の端成分からなる複雑な成分のものに於て, かくの如き一致を見た事は注目に値する。

(i) の混比を採用するとせば残された問題は  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  の残量を如何に處理するかといふ事である。柘榴石の化學成分が理論式  $3\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$  よりも  $\text{R}_2\text{O}_3$  に富む場合の多い事は既に先學者により注目さ

れて來た所であり、我々も亦、和田峠、弓長嶺の柘榴石について同様の場合に遭遇したのである。例へば Fermor<sup>1)</sup>の研究せる印度の柘榴石中には珪線石を全然含まないか、又は極めて少量しか含まないものに於て、化學分析より端成分を算出すると 4.5~19% の多量に及ぶ珪線石分子の過剰を示すものがあるといふ。全く同様な事實を Jayaraman<sup>2)</sup> も印度 Nellore の片岩中の柘榴石について認めてゐるが、それに對しては満足な説明が與へられてゐない。かくの如く  $R_2O_3$  の過剰を生ずる事實を Alderman<sup>3)</sup> は Al が Si 及び  $Fe''$  の兩者を置換する爲であるとして説明してゐる。Fleischer<sup>4)</sup> は  $R_2O_3$  の過剰なる柘榴石の分析を見ろに多くは  $FeO$  の多量に存するもので、本礦物に於ては  $FeO$  の定量が困難でその一部が  $Fe_2O_3$  として報告される爲、 $R_2O_3$  に過剰を來すのであつて、若し  $Fe_2O_3$  の一部を  $FeO$  に改算すれば大部分は理論式とよく一致すると述べてゐる。我々もこの方法に従つて和田峠、弓長嶺産の柘榴石について端成分を求め、それより算出した物理恒數が比較的よく實測せる物理恒數に一致するのを見たのであつた。しかるに本柘榴石の場合には  $Fe_2O_3$  を  $FeO$  に改算し、過剰を最少限度になした (iii) の場合の端成分混比からは満足すべき物理恒數を得ず、過剰をそのままにしておいた (i) の場合の端成分から求めた物理恒數が寧ろ實測値に近似するのを見たのである。従つてこの  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$  等の過剰については現在の所満足すべき説明を與へ得なかつた。之に反し  $TiO_2$ 、 $MnO$  に富む柘榴石に於ては  $RO$  及び  $RO_2$  に過剰を生じ  $R_2O_3$  に不足を來す場合がある。この時は  $TiO_2$ 、 $MnO$  として報告されてゐるものゝ一部

1) L. L. Fermor, On the composition of some Indian garnets. Rec. Geol. Sur. India, **59**, 196, 1927.

2) N. Jayaraman, The mineralogy and chemical composition of garnets from the schist complex of Nellore, Proc. Indian Acad. Sci., **5**, 148~160, 1937.

3) A. R. Alderman, Almandine from Botallack, Cornwall, Min. Mag. **24**, 42~48, 1935.

4) M. Fleischer, The relation between chemical composition and physical properties in the garnet group, Am. Min. **22**, 752, 1937.

又は大部分が實際には  $\text{Ti}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Mn}_2\text{O}_3$ <sup>1)</sup> として存在するに拘らず、現在の分析法では兩者の正確な分離が不可能である爲、これらが全て  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  として求められる結果、RO 又は  $\text{RO}_2$  に過剰を生ずるのではないかと説明されてゐる。例へば Fermor は  $3\text{MnO} \cdot \text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$  の如き端成分子を考へ之を “blythite”<sup>2)3)</sup> と命名してゐる。この問題は化學分析の進歩によつて解決されるものと思はれる。要するに將來正確に行はれたる優良な分析結果を基礎として柎榴石の理論化學式  $3\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$  を再検討する必要があるものと考へる。

### 7 他產地柎榴石との比較

本柎榴石は Alm を主とし、多量の Py を有し、比較的多くの Gr, And, Sp を混ざる 5 成分よりなり、almandine-pyrope と稱すべきものである。文獻中より之に近似せる端成分を有する柎榴石を選び之を第七表に掲げ

第 七 表 (Tab. 7)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Alm	58.1	59.0	59.0	55.0	53.9	48.5	63.8	65.0	65.5	68.1
Py	19.4	24.3	13.4	36.1	29.0	33.8	17.8	16.9	27.5	13.0
Sp	4.5	3.0	8.9	2.3	1.4	3.8	1.0	5.0	0.9	4.1
And	8.5	....	10.3	....	....	....	11.9	7.2	6.1	3.9
Gr	9.4	13.7	9.4	6.6	15.7	13.9	6.0	5.9	....	10.9
母岩	安山岩	基性火成岩	角閃片岩	片岩	ペグマタイト	結晶片岩	エクロジヤイト	雲母片岩	雲母片岩	安山岩

1. 雨瀧山柎榴石
2. P. Eskola; Skriff. Vid. Selsk. **1**, 113, 1921.
3. J.D. H. Wiseman; Q.J.G.S. **90**, 338, 1934.
4. L.L. Fermor; Rec. G. S. India, **59**, 195, 1927.
5. Linck; Z. Nat. **33**, 345, 1899.

6. A. Lacroix; Min. Madagascar, **1**, 466.
7. P. Eskola; 前掲
8. Roy. Soc. Canada, **24**, 123, 1930.
9. C. Hebenstreit; Diss. Würzburg, 1877, cit. in Z. Krist. **2**, 104, 1878.
10. 神津, 河野, 本誌 **21**, 66, 昭 14.

1) O. Zedlitz, 前掲, 68, 1935.  
 2) L. L. Fermor, 前掲, 204.  
 3) E. V. Shannon, F. A. Gonyer, Almandine-spessartite garnet from Gwynns Fall, Baltimore, J. Wash. Acad. Sci. **17**, 534~536, 1927.



た。それ等の柎榴石と其母岩との關係を見ろに結晶片岩（主に雲母片岩）中のものが多い。

Heritsch<sup>1)</sup> 及び Wright<sup>2)</sup> は夫々統計的に柎榴石と母岩との關係を明かにし、各岩石中の柎榴石の平均成分を求めてゐるが、その中で

Heritsch の “Glimmerschiefergranate” の平均成分

Alm=59~79%, Py=8~16%, Sp=0~3%, And=0~8%, Gr=10~18% 及び Wright の角閃片岩中の柎榴石の平均成分

Alm=53.6%, Py=20.3%, Gr=20.7%

が本柎榴石の成分に類似して居る。即ち本産地の柎榴石は結晶片岩、特に雲母片岩中に最も普通なる柎榴石の成分を有するものと認められる。之は成因的考察に際し重要な示唆を與ふるものである。

#### 8 火山岩中の柎榴石に関する考察

當教室に於ては既に二上山、和田峠及び雨瀧山の三種の火山岩中の柎榴石について詳細な研究が行はれてゐる。これらの研究を基礎として一般火山岩中に産出する柎榴石の成分及びその成因について次に聊か述べて見たい。本邦に於ては上記産地の外、瀬戸内海沿岸の安山岩、姫島の黒曜岩、熊野地方に發達する所謂“熊野酸性岩類”中の石英粗面岩等の中に柎榴石の産出する事は周知の所である。その中若干のものについては既に竹内學士が物理恒數を測定し發表されてゐるが、化學分析は未だ行はれてゐない。外國に於ては火山岩中の柎榴石の産出例は比較的尠く、殊に化學分析のなされたものはあまり見當らない。上記の Heritsch 及び Wright の論文にも、火山岩中の柎榴石に就いては觸れてゐない。今筆者の手許にある文獻からその化學成分を集め端成分を算出し第八表に與へた。

1) F. Heritsch; Studien über den Chemismus der Granaten, Njb. Min. BB, 55, 60~91, 1929.

2) W. I. Wright; The composition and occurrence of garnets, Am. Min. 23, 436~449, 1938.

第 八 表 a

	1	2		3	4		5	
		a	b		a	b*	a	b
SiO <sub>2</sub>	37.52	36.59	37.29	36.65	37.55	40.25	35.64	35.97
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.34	....	0.16	0.45	0.89	0.28	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.03	22.15	21.32	19.76	20.86	21.21	18.90	18.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.68	1.26	} 32.44	4.59	0.66	2.21	3.38	4.49
FeO	25.17	30.13		31.94	26.77	26.66	15.87	15.19
MgO	4.63	3.21	3.21	3.55	4.80	6.95	0.44	0.42
CaO	6.06	5.09	4.62	1.00	2.28	0.71	1.21	1.14
MnO	1.89	1.78	1.47	2.41	6.85	0.73	23.96	24.08
Na <sub>2</sub> O	....	....	....	....	....	0.31	....	....
K <sub>2</sub> O	....	....	....	....	....	0.30	....	....
H <sub>2</sub> O <sub>+</sub>	....	0.08	....	0.00	0.27	0.37	....	....
H <sub>2</sub> O <sub>-</sub>	0.58	0.13	....	0.00	0.11	0.07	0.61	0.46
Total	100.07	100.76	100.35	100.06	100.60	100.73	100.29	100.94

第 八 表 b

	1	2		3	4		5	
		a	b		a	b	a	b
Alm	58.1	68.1	70.7	77.6	59.0	65.2	39.2	38.6
Py	19.4	13.0	12.8	11.4	19.1	30.7	1.8	1.8
Sp	4.5	4.1	3.4	5.3	15.4	1.8	55.3	56.1
And	8.5	3.9	4.3	5.7	1.9	2.3	3.7	3.5
Gr	9.4	10.9	8.8	....	4.6	....	....	....
母 岩	安山岩	安 山 岩		安山岩	火山拋出物		流 紋 岩	

1. 雨瀧山柘榴石

2. 二上山: { 2a 神津, 河野; 本誌 21, 66, 昭 14.  
2b 吉澤; 地球, 14, 352, 昭 5.

3. Hoyazo: C. Burri, Parga-Pondal; Sch. M. P. M. 16, 236, 1936.

4. Laacher See: J. Uhlig; cit. in Z. Krist. 53, 203-208, 1914.

5. 和田峠: 神津, 河野, 八木; 本誌 25, 5, 昭 16.

5a: 河野分析 5b: 八木分析

\*4b Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.06, NiO 0.01 % を含む

二上山の柘榴石の成因に就ては諸説があり、筆者の一人 (S. K.) は大森  
學士と共に研究中であるが、恐らく基底岩石より撈取された外來結晶であ

(Tab. 8a)

6	7	8	9	10	11
35.66	36.28	39.83	39.93	38.68	37.66
....	....	....	....	0.39	0.12
18.55	21.27	20.16	13.45	18.42	21.84
0.32	0.24	1.03	10.85	5.30	4.07
14.25	29.46	1.21	3.35	2.52	0.34
....	0.14	0.97	....	0.79	0.45
1.15	0.53	35.42	31.66	32.59	33.06
29.48	11.96	0.46	1.40	0.66	0.53
0.21	....	0.33	....	....	1.17
0.27	....	....	....	....	0.75
....	none	} 1.04	....	0.40	0.20
0.44	none		....	0.39	none
100.33	99.88	100.45	100.74	100.14	100.19

(Tab. 8b)

6	7	8	9	10	11
31.5	69.3	....	8.0	5.4	1.1
....	0.6	4.0	...	3.1	1.3
65.5	28.5	1.0	3.5	1.4	1.1
1.1	0.8	....	34.0	15.3	11.2
1.9	0.8	95.0	54.5	74.8	85.3
流紋岩	流紋岩	火 山 抛 出 物		玄武岩	玄武岩

6. Nathrop: W. Cross; Am. J. Sci. **31**, 432, 1886.

7. Ely: A. Pabst; Am. Min. **23**, 101, 1938.

8. } Vesuv: Hintze; Handb. Mineralogie, **11**, 61, 1897.  
9. }

10. Bonn: J. Uhlig: 前掲.

11. An Gearn: W. F. P. M'Lintock; cit in. Z. Krist. **57**, 230, 1923.

らうと考へて居る。吉澤學士<sup>1)</sup>は同柘榴石が花崗岩中のそれと同一成分を有する事實を認め、安山岩中の柘榴石を花崗岩よりの外來捕獲結晶とされ

1) 吉澤 甫; 二上火山研究概報, 地球, **14**, 352, 昭 5.



た。Hoyazo 産のものに關しては Burri 及び Parga-Pondal<sup>1)</sup> の詳細な研究があり、兩氏はこの柘榴石は安山岩中に捕獲された柘榴石-珪線石-黑雲母片麻岩から取り込まれた外來結晶であると考へた。Laacher See<sup>2)</sup> 産のものは同地方の火山抛出品中に見出されるもので、その母岩たる雲母片岩、千枚岩等に附着せるものもあり、又は捕獲結晶として火山彈、sanidinite 等の中に含まれることもある。以上の柘榴石の端成分を見るに、いづれも almandine-pyrope であつて、前記の “Glimmerschiefergranate” に類似する。又その産状はいづれも捕獲岩に伴ふものである。即ちこの一群の柘榴石は既に基底の片岩（又は花崗岩？）中に生成したもので、火山の噴出に際しその母岩と共に安山岩漿中に捕獲され、その中に外來結晶として残存するに至つたものである。Bergeat<sup>3)</sup> の研究せる Lipari 島の安山岩中の柘榴石も同氏の研究によれば全く同様の成因を有するものであるが、その化學分析が行はれてゐないから柘榴石の成分を推定する事は出来ない。以上の柘榴石の母岩が全て安山岩（Laacher See は除く）であるのは興味深い事實である。

この安山岩柘榴石と明かに區別されるのは次の流紋岩柘榴石である。和田峠柘榴石<sup>4)</sup> は當教室に於ける研究の結果、多孔質流紋岩の孔隙中に 573°C 以下の低温に於てニューマトリティック作用の結果、最後に晶出したものであることが明かにされた。Nathrop 柘榴石は Cross<sup>5)</sup> によれば流紋岩の結

1) C. Burri, I. Parga-Pondal; Neue Beiträge zur Kenntnis der granatführenden Cordieritandesits von Hoyazo bei Nijar, Schw. Min. Pet. Mitt. **16**, 226~262, 1936.

2) J. Uhlig; Beitrag zur Kenntnis der Granaten in vulkanischen Gesteinen und Auswürflingen des Niederrheins, Verh. Nat. Ver. Rheinland. **67**, 307~403, 1910. Refrat. in Z. Krist. **53**, 203, 1914.

3) A. Bergeat; Der Cordieritandesit von Lipari, seine andalusitführenden Einhlüsse usw. Njb. Min. BB. **30**, 575~627, 1910.

4) 神津叔祐, 竹内常彦, 大森啓一, 加藤磐雄; 和田峠産柘榴石の研究 I. 本誌, **24**, 178, 昭 15.

5) W. Cross; On the occurrence of topaz and garnet in lithophyses of rhyolite, Am. J. Sci. **31**, 432, 1886.

晶作用の最後に高温溶液から一次的に晶出したものであつて、筆者等の意見と一致する。尙流紋岩中に柘榴石の發見せられたのは本例を以て嚆矢とすと著者は言ふ。最近 Pabst<sup>1)</sup>の記載した Ely 産柘榴石は第三紀の流紋岩の孔隙中に産出するもので、一部では石英と共生する。上記三例はいづれも流紋岩を母岩とし、その結晶作用の最末期にニューマトリテックに生成したもので、先の安山岩柘榴石が捕獲結晶であるのに對し、此は“一次的”の生成物と考へられる。又その端成分を見るに全て almandine-spessartite に屬する。

次に本邦に於てはその例を見ないが、上記のものと明かに區別され玄武岩又は火山拋出物等に産する柘榴石がある。その中最も著名なものはヴェスヴィオ産柘榴石<sup>2)</sup>で同火山の外輪山上の火山拋出物中に發見される。本柘榴石は黄色、淡褐色、又は暗褐色を呈し、共生礦物はヴェスヴ石、珪灰石、方解石等であつて、明かに火山岩漿による石灰質岩石の接觸變質の結果生成され、後に火山活動の際、火山彈として拋出されたものである。Bonn の玄武岩中に産出する柘榴石は Uhlig<sup>3)</sup>に従へば、他の石灰質接觸礦物と共生するもので、ヴェスヴィオのものと同様な成因が考へられてゐる。M'-Lintock<sup>4)</sup>の記載せる An Gearna の橄欖石玄武岩中の柘榴石は同岩石の杏仁狀孔隙に曹長石、灰沸石等と共に産出するものである。本論文は原文を読み得なかつたので、その成因に關しては不明であるが恐らく Bonn の玄武岩中のそれと同様に生成したのではないかと考へられる。上記の柘榴石はいづれも、Gr 分子を主とし可成多量の And 分子を含む grossularite-andradite で、石灰岩の接觸變質部に最も普通の成分のものである。即ち

1) A. Pabst; Garnet from vesicules in rhyolite near Ely, Nevada, Am. Min. **23**, 101, 1938.

2) C. Hinze; Handbuch der Mineralogie, II, 61, 1897.

3) J. Uhlig; 前掲。

4) W. F. P. M'Lintock; Trans. Roy. Soc. Edinburgh, **51**, 1~33, 1915. Refrat. in Z. Krist. **57**, 230, 1922.

この一群の柘榴石は火山岩中から直接に晶出したものではなく石灰質岩石が火山岩漿中に捕獲され、その接觸變質の結果生成されたものが、或は火山弾中に、或は玄武岩中に産出するに至つたものと考へられる。

尙 Walker<sup>1)</sup> は Scotland の Lake District には柘榴石を含む安山岩、同角礫岩、玢岩、斑岩等が多數見られる事を述べてゐる。その研究に依れば、その柘榴石は FeO を多量に含有し、少量の CaO, MgO, MnO 及び TiO<sub>2</sub> を含む almandine で母岩中に“一次的”に生成したものであるといふ。本論文中には柘榴石の化學分析が發表せられてゐない爲、その成分及び成因を詳細に検討し得ないのは遺憾である。

上記柘榴石の母岩の中、化學成分の知られてゐる安山岩及び流紋岩に就いてノルムを算出すると、いづれもノルム C の見られるのは注目を惹く。之は即ち、安山岩にあつては礫土に富んだ捕獲岩の同化作用の影響であり、流紋岩は既に最初から peraluminous な原岩漿から晶出した爲であると考へられる。

### 9 柘榴石の成因的考察

前節に於ける考察より明かなる如く、本柘榴石の成分は雲母片岩中のその成分に近似して居り、又他の安山岩中の柘榴石と同様に多量の雲母片岩捕獲岩を伴つて居る。故に上記の事實より、本柘榴石は始め領家變成岩たる珪線石-雲母片岩中に生成したものであつて、後同岩が安山岩漿中に捕獲同化せられた爲に、捕獲結晶として取込まれ、安山岩中に一樣に分布するに至つたものと推されるであらう。

本柘榴石は同岩漿により多少融蝕を蒙つた跡を留めてゐる。Zedlitz<sup>1)</sup>の行つた熱的研究によれば柘榴石の融解温度は

pyrope... 1260°~1280°, grossularite... 1180°, spessartite...

1) E. E. Walker, Notes on the garnet-bearing and associated rocks of the Borrowdale volcanic series, Q. J. G. S. 60, 70~105, 1904.

2) O. Zedlitz, 前掲, 1935.



1200°, almandine...1180°, andradite...1170°~1200°

となつて居る。この溫度迄加熱すれば柘榴石の表面は熔融を始め、ガラス状になるが内部は全然結晶状態に保たれてゐるといふ。本柘榴石が僅に融蝕せられてゐることは岩漿中に加熱された故に事情が異なり、直ちにこの熱的關係をこの場合に適用することは出来ぬ。筆者の一人 (S.K.)<sup>1)</sup> の前加熱實驗によれば、柘榴石の光學異常は週縁部では短時間の加熱では 1225°C 迄認められ、内部では 1000°C に於て殆ど認められなくなつた。竹内學士に従へば本柘榴石は累帶的に複屈折を示すものがあるから、1000°C 以上の高温に永く加熱されたとは考へ難いのである。

20 數年前筆者の一人 (S.K.)<sup>2)</sup> はケンクレン岩について加熱實驗を行つたが、その結果によれば短時間同岩石粉末中に加熱された黒雲母は 1120°C で分解を始め、1190°C に於て完全に分解することが明かにせられた。本安山岩中の捕獲岩の黒雲母がオパサイト周縁を有し、時に完全に分解してゐる事から、この黒雲母も亦、1100°C 以上の加熱を蒙つたと推されるかも知れないが、實驗は短時間であるから直ちに比較は出来ない。其後 Day 及び Allen<sup>3)</sup> が neutral atmosphere 中で行つた實驗によれば母岩より取り出した黒雲母は 850°C 迄は安定であるが、それを越えろと分解が進み、900°C 以上では急激な分解の結果、磁鐵礦の集合體に變化する。又最近 Goranson<sup>4)</sup> が花崗岩について行つた熔融實驗によれば加へた水分、壓力等によつて溫度は一定でないが、大體 800°C に至れば黒雲母は分解し、600°C の低温に於ても 460 時間の長きに亘つて加熱すれば完全に磁鐵礦と綠泥石

1) 神津叔祐, 待場 勇, 竹内常彦, 大森啓一; 柘榴石の光學異常及び累帶構造に對する溫度の影響(概報) 本誌, 23, 152, 昭 15.

2) 神津叔祐, 渡邊萬次郎, 赤岡純一郎; 火成岩熔融現象の研究, 地質, 26, 57, 大正 8.

3) A. L. Day, E. T. Allen; The volcanic activity and hot springs of Lassen Peak, 49, 1925.

4) R. W. Goranson; Some notes on the melting of granite. Am. J. Sci. 23, 227~236, 1932.

とに分解するといふ。

斯の如く上記の實驗の結果が必しも一致を見ないのは、試料の黒雲母の化學成分、加熱時間の長さ、試料の状態（單獨なるか、岩石中に存在するか）、氣體の種類、加壓等種々の因子によつて影響される所が極めて大いからである。尙 Zedlitz の實驗は岩石中の柎榴石ではなく、單獨の結晶に就いて行つたのである爲、その結果は岩漿中に於ける熔融溫度よりも可成高い溫度になつてゐると想像されるのである。従つて此等の實驗結果を用ひて、複雑な天然の岩漿中の溫度を直ちに推定することは危険である。

竹内學士によれば安山岩中に多量の外來結晶と思はれる斜長石があり、甚しく融蝕を蒙つてゐる。しかるにそれよりも寧ろ融點の低くかる可き柎榴石が比較的融蝕を受けずに、安山岩中に一樣に分布してゐることは注目すべき事實である。Burri 及び Parga-Pondal<sup>1)</sup> も Hoyazo 安山岩中に於て同様な現象を認め、柎榴石と母岩漿とは勿論平衡にあつたとは考へられないが、柎榴石（この場合は almandine）の抵抗力の大きかつた主なる理由は岩漿中の Fe の量の比較的多かつたことに歸して居る。然るに余等の場合は柎榴石の Fe が母岩の Fe の 5 倍にも達して居るから、上記の所説は必しも適合するものとは思はれない。従つて柎榴石の抵抗力の強い事は、他にその原因を求むべきものと思ふ。

## 10 總 括

I 柎榴石母岩である安山岩の化學成分は  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  及び  $\text{Na}_2\text{O}$  に富み、 $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$  及び  $\text{MgO}$  に乏しい。この特徴は捕獲せられた黒雲母片岩の混成作用の影響に依るものと考へられる。

2 柎榴石の化學成分は第四表の如くである。

3 柎榴石の化學式は次の如く示される。



1) C. Burri, I. Parga-Pondal; 前掲。

4 柎榴石の端成分混比を算出すれば、

$$\text{Alm}=54.14, \text{Py}=19.44, \text{Sp}=4.48, \text{And}=8.47, \text{Gr}=9.47 (\text{mol}\%)$$

となり竹内學士の物理恒數より求めた値と良く一致する。

5 この成分は雲母片岩中の柎榴石に最も普通なる成分に類似する。

6 他産地に於ける安山岩、流紋岩、玄武岩及び火山拋出物中の柎榴石と比較研究を行つた。

7 以上の研究より本柎榴石は領家變成岩たる珪線石-黒雲母片岩中に既に生成して居たものが安山岩漿中に撈取され、外來結晶として安山岩中に存するに至つたとの結論に達した。

本研究に要した費用の一部は文部省科學研究費及び日本學術振興會第2小委員會より支給されたものである。茲に出所を明かにし謝意を表する。

## トリディマイトの研究 (第一報)

### 特にトリディマイト化に關係ある礦化劑に就て

(Studies on tridymite: First Report: Mineralizers having special influence on the formation of tridymite)

理 學 士 犬 塚 英 夫  
Hideo Inuzuka

### 1 前 述

一般に無水珪酸 ( $\text{SiO}_2$ ) の中に於て他の相よりトリディマイト相へ轉移する事は遲鈍 (sluggish) な轉移として知られて居る。且つこの轉移には通常礦化劑を必要とする。この場合一般に用ひられるものはタングステン酸曹達 ( $\text{Na}_2\text{WO}_4$ ) である。又珪石煉瓦に於ては此のトリディマイト化に  $\text{CaO}$  を用ひて居る。併し一般にトリディマイト化に對する礦化劑としては  $\text{Na}$  の鹽類を考へて居る。

筆者はこれ等礦化劑になると考へられるアルカリ金屬及びアルカリ・アースの中から、無水珪酸と共に加熱して後それ等の珪酸鹽が酸又は水に良

く溶解するものを選んだ。そして一定條件の下に於て、トリディマイト化の難易を検討した。以下その結果の一部に就て記述する。

## 2 實驗要旨

この實驗に使用したアルカリ金屬鹽及びアルカリ・アースの鹽類としては第一番に比較的高溫に於て比較的稳定で、しかも容易に手に入る次の鹽化物を用いた。

アルカリ鹽類として....LiCl, NaCl,

KCl, CsCl<sup>1)</sup>

アルカリ・アース鹽類として....BaCl<sub>2</sub>

Mg, Ca, Sr 等の高溫に於て發生した珪酸鹽は水又は酸類に不溶の爲使用しなかつた。

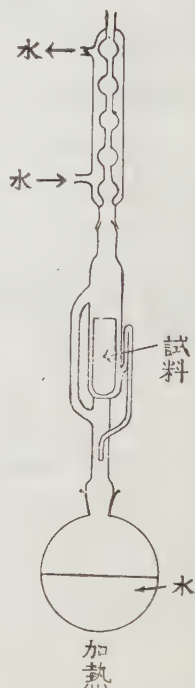
これ等の礦化劑と水晶の粉末とを混じて加熱し、後不要の部分を洗ひ去つて純粹なものとして、之れを X 線によつてトリディマイト化せるか否かを判定した。

## 3 實驗に就て

**試料の製作** 轉移すべき試料としては水晶を十分に瑪瑙の乳鉢で細粉とし、之れと重量にて等量の礦化劑を加へて又十分に交ぜ合せて白金の坩堝に入れ、之をメツカーのバーナーにて 1050°C から 1100°C に保つて一時間置いて後冷却した。溫度は光學高溫計にて測定した。

この様にして得た試料を再び瑪瑙の乳鉢の中で碎いて第壹圖に示す如きソックスレーの抽出

第 壹 圖



最下部のフラスコ中の水が加熱せられて左側管に沿つて水蒸氣が上昇して上のコンデンサーで冷却されて水となつて中部の試料の入れである圓筒形の濾紙にそゞろ。又この部分の水が右の細い側管の水面以上になると又フラスコ中に水は歸る。この様にして循環して試料を洗ふ事が出来る。

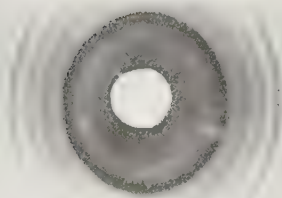
1) RbCl は入手出来なかつた爲使用しなかつた。



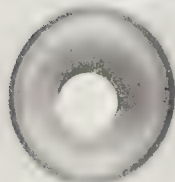
第 貳 圖



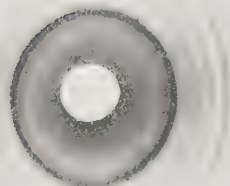
水晶 +  
LiCl



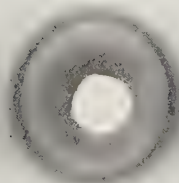
水晶 +  
NaCl



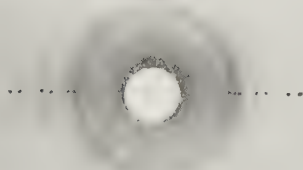
水晶 +  
KCl



水晶 +  
C.Cl



石英ガラス  
+ LiCl



水晶 +  
BaCl<sub>2</sub>

第 壹 表

水晶 + LiCl		石英ガラス +LiCl		水晶 + NaCl		水晶 + KCl		水晶 + CsCl		水晶 + BaCl <sub>2</sub>	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
4.79	m	4.69	m	4.46	m	4.38	m	4.38	m		
4.33	ss	4.28	ss	4.06	ss	3.96	ss	3.91	ss	4.30	ss
4.06	ss	4.04	ss	3.33	v.f	3.60	v.f			4.01	ss
3.78	ss	3.78	ss			3.25	m			3.75	s
		3.52	v.f	3.04	f	3.05	m	3.04	m		
3.20	f	3.18	f	2.95	f	2.81	m	2.80	m	3.14	f
2.90	m	2.93	m							2.78	f
				2.74	v.f	2.69	f				
2.71	f	2.73	v.f	2.49	m	2.45	s	2.43	s		
2.49	s	2.48	s							2.46	m
2.42	f										
2.29	m	2.29	m	2.13	f	2.11	m	2.12	f	2.29	f
				2.03	f	2.00	m	2.00	f		

第 貳

試料	トリデイマイト									
	水 晶		天 然 物				人 工 物*			
研究者	(Zvanut)		(秋 山)		(近藤, 山内)		(近藤, 山内)			
線番號	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
1	4.25	m	4.670	s	4.640	m	4.672	m		
2	3.32	ss	4.349	s	4.417	m	4.446	f		
3	2.44	f	—	—	4.215	ss	4.257	ss		
4	2.27	m	4.088	s	4.012	ss	4.045	ss		
5	2.22	ff	3.789	s	3.737	ss	3.782	ss		
6	2.13	f	3.538	ss	—	—	—	—		
7	2.05	ff	3.334	ss	3.185	s	3.217	f		
8	1.975	f	2.986	f	2.906	s	2.947	s		
9	1.805	s	—	—	—	—	—	—		
10	1.658	m	2.558	ff	—	—	2.725	m		
11	1.531	s	2.472	ff	2.441	s	2.466	ss		
12	1.430	f	—	—	2.336	ff	—	—		
13	1.410	f	2.269	ff	2.270	s	2.275	m		
14	1.370	ss	2.078	ff	2.080	ff	—	—		

\* この試料は水晶 + Na<sub>2</sub>WO<sub>4</sub> (重量比 11 : 4) で 1150°C で 120 時間加熱したもの。

器を用ひて不要の鹽類を取り去つた。

X 線による判定 以上の様にして造られた試料は細い絹糸の表面にコロ

デオンによつて附着されて X 線用の試料とせられた。X 線用のカメラは直徑 5.7 cm の Debye-Sherrer 用カメラである。用ひた X 線は鐵の對陰極を用ひ、 $MnO_2$  の粉末を紙に塗つて  $K\beta$  を取り去つた。露出時間は 3 萬 Volt で 5 M. A. で 5 時間である (第貳圖参照)。又 LiCl に就ては同様の條件で石英ガラスもトリディマイト化せしめて見た。以上の結果に就ては第壹表にまとめて記述してある。

又第貳表には水晶、トリディマイト及びクリストパライトの X 線による  $d\text{\AA}$  に就ての表<sup>1)</sup>を掲げておく。筆者の行つた實驗及び第貳表から見てトリディマイトの特性として強い線が三本 ( $d=4.21$ ,  $d=4.01$ ,  $d=3.73$  の近くに) 現はれて居る。

#### 4 實驗結果に就て

以上の實驗から見て (第壹表及び第貳表参照) LiCl を用ひたものは水晶表

クリストパライト							
天 然 物				人 工 物			
(Barth)		(McVay)		(近藤 山内)		(近藤 山内)	
d	I	d	I	d	I	d	I
5.00	f	4.03	ss	—	—	—	—
4.05	ss	3.12	m	4.470	f	4.405	m
3.15	m	2.83	m	4.237	m	4.174	f
2.85	m	2.47	s	4.007	ss	3.979	ss
2.48	ff	—	—	3.725	m	—	—
2.35	ff	—	—	3.459	ff	—	—
2.20	ff	2.11	f	3.168	ss	3.095	s
2.12	f	2.01	f	2.918	m	2.818	s
2.025	f	1.98	m	2.893	f	—	—
1.933	f	1.87	m	—	—	2.707	ss
1.873	f	—	—	2.486	s	2.459	ss
1.747	ff	1.69	f	—	—	—	—
1.695	f	1.60	m	2.285	ff	—	—
1.612	m	1.59	f	2.111	m	2.097	m

1) 秋山桂一,  $SiO_2$  一成分系の X 線的研究, 早稻田應用化學會報, Vol. 17, Jan. 1940.

も石英ガラスも共にトリディマイト化して居る事が分る。他の NaCl, KCl, CsCl 等は明らかにクリストバライト化して居る。又  $\text{BaCl}_2$  を用いたものに就て見ると之れもトリディマイトとなつて居る。併し  $\text{BaCl}_2$  を用いたものは X 線の廻折像から見ても、LiCl を用いたそれよりも表はれた線の濃度も淡く幾分 diffuse して居る。

### 5. 結果の總合

この簡単な實驗の結果から、無水珪酸中、水晶及び石英ガラスからトリディマイトに轉移せしむるには LiCl が一番良好であり、次は  $\text{BaCl}_2$  であつた(筆者が初めに考へた NaCl よりも良好であつた)。併し又 Li, K, Cs 等のタングステン酸として用ひて見たならば又結果は異なるかも知れぬ。之に就ては目下實驗中である。この LiCl が礦化劑として良く働くと云ふ事は恐らくこの鹽の熔融溫度が一番低い爲かと考へられる。即ちそれらの熔融溫度は

LiCl	606°C	CsCl	645°C
NaCl	800°	$\text{BaCl}_2$	925
KCl	768°	$\text{Na}_2\text{WO}_4$	698

で、LiCl が一番低い事が分る。その爲に一番容易に石英類と反應してトリディマイト化するものと考へられる。

以上の實驗に當つて指導せられた工學博士不破橋三氏に深謝の意を表する次第である。

~~~~~  
附記 この實驗には學術振興會の援助金の一部を使用したものである。誌上を借りて同會に深謝の意を表す。  
~~~~~



# 斜長石の光學方位及び其他の諸性質(I) 灰長石

Optical orientation and other properties of triclinic feldspars(I). Anorthite

理學博士 神 津 淑 祐  
Shukusuké Kôzu

理 學 士 加 藤 磐 雄  
Iwao Katô

## Abstract

Optical orientation, refractive index and extinction angle of the anorthite crystal newly ejected in 1940 from Miyake-volcano were measured in parallel with the anorthite from the same volcano erupted in 1874, and also with the crystals of Tarumae-volcano erupted in 1909, and with the same crystal occurring as phenocryst in basaltic andesite from Mitaki, near Sendai. The optical orientations were obtained by using Leitz's universal stage (UT4), the results being given in Tabs. 9, 12 and 13; and the refractive indices were measured by a new model of Klein's total-reflectometer in which the millor is movable for the left or right side of the glass hemi-sphere. The results are given in Tabs. 15, 16 and 17. The extinction angles measured by a usual method in this case can be seen in Tabs. 19 and 20.

## 目 次

I 緒 言	との比較
II 光學方位の測定	VII 屈折率の測定
1 薄片作製	1 三宅島産灰長石の屈折率
2 測定上の注意及び薄片の良否	2 樽前火山産灰長石の屈折率
3 測定結果の精度	3 三瀧産灰長石の屈折率
III 三宅島産灰長石の光學方位	4 三宅島、樽前及び三瀧産灰長石とベスピアス産灰長石の屈折率の比較
IV 樽前火山産灰長石の光學方位	VIII 灰長石の(001)及び(010)面上の消光角
V 三瀧産灰長石の光學方位	
VI 経緯鏡臺より得たる 2V と光軸測角器より得たる 2V	

## I 緒 言

本報告に述べんとする主要點は三宅島、樽前火山及び三瀧産灰長石の光

學方位を経緯鏡臺を用ひて測定する場合に如何なる程度の精度を得らるゝかを示さんとするのである。この光學方位と他の光學性質特に屈折率及び消光角とは斜長石の化學成分を決定する上に常に並用されるものであるからこれ等の性質に就ても本報告に述べ様と思ふ。

## II 光學方位の測定

斜長石の光學方位即ち光軸及び彈性軸の結晶中の位置は A. Des Cloizeaux (1875) に始まり Max Schuster (1880) 及び F. Fouqué (1894) これに次ぎ更に F. Becke, E. von Fedorow, C. Klein, Herm. Tertsch, C. Viola, E. A. Wülfing 等の實驗的研究により又理論的には A. Michel-Lévy, E. Mallard, Wallerant, F. Becke, C. Viola 等の研究により今日の發達を來したのである。

**1 薄片作製** 本實驗に使用せる薄片製作法は、多數の灰長石結晶の中から (001) 及び (010) 面の明瞭且つ平滑なるものを選び之をバルサムを以て板ガラスに貼付け、所要の結晶面を板ガラスに平行ならしめ、其四隅にこれと同じ高さに四つのガラス柱を立て、これも亦バルサムを以て板ガラスに貼付ける。この様にして結晶面をガラス柱と共に研磨し、充分注意して結晶面に平行ならしめる。次にこの研磨面をデツキガラスに貼付け、前と反對側から研磨して薄片を作る。斯くして作つた薄片の中から更に累帶構造、包裹物及び双晶の發達の著しくないものを選定した。

**2 測定上の注意並に薄片の良否** 測定に使用した経緯鏡臺は Leitz 製 UT 4 型のもので硝子半球は屈折率 1.557 のものを用ひた。其屈折率と灰長石の屈折率との差に於ける誤差は経緯鏡臺の水平軸の廻りの廻轉角の小なる場合には測定の誤差の範圍内であるが適宜補正を行ふ事とした。

測定せる緯角  $n$  及び經角  $h$  は各表の (a) に示した (第五表, 第七表, 第拾表及び第拾參表)。此等の表に明な様に, (001) に平行な薄片では彈性軸  $X$  及び  $Y$  の經角  $h$  は薄片を甚しく傾けずに測定し得るが,  $Z$  軸は  $50^\circ$  内外傾斜せしめて測定するので前二者よりもやゝ正確さを缺いて居る。毎回測定

を終へた後に、薄片を全く付け換へ、結晶の異つた場所を視野に入れ、二回の測定（各表の第Ⅰ回及び第Ⅱ回で示す）を行ひ、各回の測定では五回の經角及び緯角の讀みの平均値を取つた。又 (010) の劈開面の測定にては劈開面を明瞭ならしむる爲に UM 4 の接物鏡を使用した。

これらの値をステレオ圖に投影すれば薄片が正確に作られて居る場合には (001) 面の極はステレオ圖の中心に位し、(010) の劈開面はこの面極から  $85^{\circ} 50' (\approx 86^{\circ})$  距つて居るべきである<sup>1)</sup>。この角度の甚しく異つて居るもの例へば  $h=0^{\circ}$  又は  $10^{\circ}$  に近い様なものは薄片の作製が良好でないので使用しなかつた。但し製作した薄片面と (010) 劈開面との間の角の測定値が  $86^{\circ}$  であつても必ずしも薄片が底面に平行に作られて居るとは限らない。こゝに使用した方法では此の點を明瞭ならしめる事は出来ないが、製作した薄片で (010) 劈開面の經角  $h$  の平均測定値が  $4^{\circ}$  であるとの條件を満足する様な薄片では求むる條件をも満足せしめて居るものと見做した。この様な薄片を正しいものとして使用することゝし、斯くして三宅島及び樽前産のものにつき (001) に平行なるものを各 2 枚、(010) に平行なるもの各 1 枚、三瀧産のものでは (001) に平行なるもの 2 枚を採用した。

測定値をそのまま投影したものより、結晶投影の慣例に従ふ様に、 $c$  軸がステレオ圖の中心に、(010) の面極が  $\varphi=+90^{\circ}$ ,  $\lambda=0^{\circ}$  に位置する様に轉換した。この轉換を行ふに際しては薄片が (001) に正しく平行に作られて居ること、及び (010) 劈開面の決定が正しいことを假定した。又二つの光軸 A 及び B の内 B が視野に入り得るのみであるから圖上に於て  $B \wedge X$  に等しく  $A \wedge X$  を取り A の位置を定めた。かくして定めた光學彈性軸 X, Y 及び Z 並びに光軸 A 及び B の位置を各表の (b) に表示した。此のステレオ圖は第壹圖である。

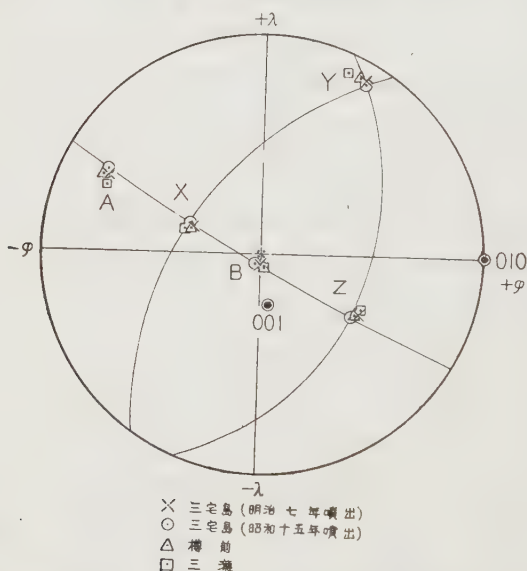
(010) に平行な薄片では X 及び Y は容易に決定されるが、Z は經角  $h$  が稍大で  $40^{\circ}$  位であるから前二者に比し決定は精確でない。光軸 A 及び劈

1) Dana's System of Mineralogy に依る。

開面 (001) は容易に決定されるが光軸 B は圖上で求める外ない (第六表, 第八表及び第拾壹表)。この場合には薄片が正しく (010) に平行に作られて居る事及び (001) 劈開面の決定の正しいことを假定して轉換を行つた。

3 測定結果の整理及び精度 此の測定の結果が如何程の正確さを有するかを検する方法は先づ第一に測定せる X, Y 及び Z の中何れかを正位に對し何程の測定上の誤差を與へるかを確めること, 第二には X, Y 及び Z 間の

第 壹 圖 (Fig. 1)



角度が如何なる範圍で  $90^\circ$  と合致するか, 第三には彈性軸の各々に就て測定毎に何度程ずれて居るか等を検するのである。第二及び第三の場合は後に述べる如くであるが第一の場合は直接茲に證明する資料はない, 但し灰長石研究の先學諸氏の測定値と比較考察して,  $\varphi$  及び  $\lambda$  の間の差異は主としてこの測定誤差に原因するものと思はれる。

第二及び第三の場合につき一例を挙げれば次の様である。即ち第七表 (a) に示された三宅島灰長石 (昭和十五年噴出) 薄片 No. I 第 I 回として



得た各彈性軸の經角及び緯角の平均値を各回について彈性軸 X, Y 及び Z の間の角をウルフ網面上にて求めれば第壹表の如く, 又彈性軸の一つ例へば X 軸の五回の讀みの平均値より得た位置と各回の讀みとの距角を同様

第 壹 表 (Tab. 1)

	$X \wedge Y$	$Y \wedge Z$	$Z \wedge X$
1	90.0°	90.0°	88.0°
2	88.0	91.0	91.0
3	90.0	91.0	91.0
4	89.0	90.0	91.0
5	89.0	89.0	89.0
平均	89.2	90.2	90.0

第 貳 表 (Tab. 2)

1	$X_{\text{mean}} \wedge X = 1.0^\circ$
2	$X_{\text{mean}} \wedge X = 1.5$
3	$X_{\text{mean}} \wedge X = 1.0$
4	$X_{\text{mean}} \wedge X = 1.5$
5	$X_{\text{mean}} \wedge X = 0.5$

にして求めれば第貳表の如くである。即ち  $1^\circ$  乃至  $1.5^\circ$  の範圍内で正確であると云へる。

光軸の位置並びに光軸角の大きさに關して第參表及び第四表に掲げた如

第 參 表 (Tab. 3)

	$B \wedge X$	平均値との差
1	38.5°	0.0°
2	39.0	0.5
3	37.5	1.0
4	40.0	1.5
5	37.5	1.0
平均	38.5	

第 四 表 (Tab. 4)

1	$B_{\text{mean}} \wedge B = 1.5^\circ$
2	$B_{\text{mean}} \wedge B = 1.0$
3	$B_{\text{mean}} \wedge B = 1.0$
4	$B_{\text{mean}} \wedge B = 1.5$
5	$B_{\text{mean}} \wedge B = 1.0$

く上記第二及び第三の原因に依る誤差は同様たる範圍に於て正確であると云へる。

### III 三宅島産灰長石の光學方位

三宅島産灰長石と云へば一般には明治七年<sup>1)</sup>に噴出したものがあることは同島調査の諸氏の認むる所である。然るに昭和十五年<sup>2)</sup>にも亦多量噴出

1) 菊地 安, On anorthite from Miyake-jima, Journ. Sci. Coll. Imp. Univ. II, 1888.

2) 齊藤 仁, 昭和十五年七月三宅島火山活動調査概報, 岩礦, 25, 57~66, 112~121, 昭和 16 年。

し其噴出の状態、結晶の外観等全く明治七年のものと同様である。何れも結晶弾で、橄欖石を包裹して居り累帯構造は全く缺くものではないが決して顯著ではない<sup>1)</sup>。本實驗には河野助教授が採集された明治七年のものと、瓢箪山北方の海岸より採集された昭和十五年のものとの2種を用いた。これ等は累帯構造及び包裹物の著しくないものである。測定結果は第五表乃至第八表に示した、(001) 及び (010) に平行なる薄片より得たる結果を平均し且つ明治七年及び昭和十五年のものを比較して表示したものが第九表である。尙比較のために、ミスピアス産の灰長石について F. Becke<sup>2)</sup> 及び C. Viola<sup>3)</sup> の測定値を掲げた。

第九表を見ると明かな様に明治七年噴出のものと昭和十五年のものとは實驗上の誤差の範囲内で相等しいと言ふべきである。これ等の値の中にて  $\lambda_x$  と  $\varphi_z$  とが稍異たるが作圖上で見て其差違は小なるものである。又三宅島産とミスピアス産とを比較すると、大體に於て相一致して居るが、これ又  $\lambda_x$  と  $\varphi_z$  との差異が他の値より大である。これ等の結果を綜合して考へると昭和十五年噴出のものの  $\lambda_x$  が少し大き過ぎ  $\varphi_z$  の値が少し小さ過ぎたと言ひ得る。

#### IV 樽前火山産灰長石の光學方位

本實驗に使用した灰長石は明治四十二年本火山から噴出したものである。其産狀<sup>4)</sup>、結晶形<sup>5)</sup>、光學性質<sup>6)</sup> 及び化學成分<sup>7)</sup> は既に發表されて居るが

1) 渡邊新六, 三宅島及び樽前産灰長石の研究補遺, 岩礦, **7**, 123~126, 昭和7年。

2) F. Becke, Optische Orientierung der Anorthit von Vesuv., Sitzungsber. Akad. Wiss. in Wien, **108**, 434~441, 1889.

3) C. Viola, zur Kenntniss der Anorthit von Vesuv., T. M. P. M., **19**, 243~244, 1899.

4) S. Kôzu, On lava and anorthite crystals erupted from the Tarumae Volcano in 1909., Journ. Geol., **17**, 632~644, 1911.

5) 神津淑祐 樽前火山産灰長石, 地質, **17**, 1~7, 明治43年。

6) 神津淑祐 上記, 49~56, 85~91.

7) 神津淑祐 樽前火山産灰長石の化學成分, 地質, **17**, 127~131, 明治43年。

神津淑祐 樽前火山産灰長石の化學成分, 地質調査所報告, **15**, 65~70, 明治43年。

第五表 (Tab. 5) Anorthite from Miyake-jima erupted in 1874.

(a)									
(001)に平行 なる薄片	X		Y		Z		(010)劈開		P
	n	h <sup>1)</sup>	n	h	n	h	n	h	j
薄片 第1回 No. 1	49.0° 219.0	36.0°左 36.0右	331.5 323.5	17.5°右 19.0右	83.0° 256.0	49.0°右 48.5左	272.5° 261.1	4.0°左 4.0左	346.5° 347.0
薄片 第1回 No. 6	219.0 239.0	39.0右 38.0右	141.0 342.0	15.0左 16.0右	248.0 271.0	48.0左 48.0左	260.5 278.5	4.0左 4.0左	11.0 11.5
(b)									
(001)に平行 なる薄片	弾性軸の位置					光軸の位置			
	X		Y		Z	A		B	2V
	φ	λ	φ	λ	φ	φ	λ	φ	λ
薄片 第1回 No. 1	-33.0° -35.0 -34.0	16.0° 15.0 15.5	28.0° 24.0 26.0	86.0° 86.0 86.0	45.0° 46.0 45.5	-35.0° -31.0 -33.0	-60.0° -63.0 -61.5	-2.5° -3.0 -2.8	76.0° 78.0 77.0
薄片 第1回 No. 6	-33.0° -35.0 -34.0	12.0° 13.0 12.5	29.0° 26.0 2.5	81.0° 82.0 81.5	45.0° 45.0 45.0	-38.0° -34.0 -36.0	-60.0° -62.0 -61.0	0.5 0.5 0.5	77.0° 78.0 77.5

1) h の値の右下の文字, 例へば左は経緯鏡臺に於て薄片を左側が上になる様に傾斜せしめたることを示す。

第六表 (Tab. 6) Anorthite from Miyake-jima erupted in 1874.

(a)												
(010)に平行 なる薄片	X		Y		Z		(001) 劈 開					
	n	h	n	h	n	h	n	h	A			
	薄片 No. 7	第1回 第2回	39.5° 35.0	33.0°左 34.0 左	331.0° 236.0	29.0°右 28.0 右	272.0° 266.0	43.0°左 43.0 左	260.0° 257.0	4.0°左 4.0 左	348.0° 349.5	
(b)												
(010)に平行 なる薄片	弾 性 軸 の 位 置						光 軸 の 位 置					
	X		Y		Z		A		B			
	φ	λ	φ	λ	φ	λ	φ	λ	φ	λ		
薄片 No. 7	第1回 第2回 平 均	-33.0° -34.0 -33.5	15.0° 16.0 15.5	29.0° 28.0 28.5	83.0° 85.0 84.0	43.0° 43.0 43.0	-38.0° -36.0 -37.0	-59.0° -60.0 -59.5	63.0° 65.0 64.0	1.0° 1.0 1.0	-8.0° -5.0 -6.5	79.0° 80.0 79.5

第七表 (Tab. 7) Anorthite from Miyake-jima erupted in 1940.

(a)										
(001)に平行 なる薄片	X		Y		Z		(010) 劈開			B
	n	h	n	h	n	h	n	h	j	
薄片 No. 1	第1回	216.0°	32.0°右	315.0°	15.0°右	247.0°	54.0°左	257.0°	4.5°左	342.0°
	第2回	239.5	32.0°左	339.5	15.5°左	91.5	54.0°左	100.5	4.5°左	17.5
薄片 No. 3	第1回	322.5	36.0°右	65.0	16.5°右	355.0	50.0°右	6.0	4.0°左	346.0
	第2回	151.0	36.5°右	252.5	16.0°右	182.0	50.0°左	193.0	4.0°左	345.5



(b)

(001)に平行 なる薄片	弾性軸の位置					光軸の位置				
	X		Y		Z	A		B		2V
	$\varphi$	$\lambda$	$\varphi$	$\lambda$		$\varphi$	$\lambda$	$\varphi$	$\lambda$	
薄片 No. 1	-38.0	17.0°	29.0°	82.0°	41.0°	-60.0°	65.0°	-4.0°	-6.0°	77.0°
	-36.0	17.0	28.0	84.0	41.0	-60.0	66.0	-3.0	-4.0	78.0
	-36.0	17.0	28.5	83.0	41.0	-60.0	65.5	-3.5	-5.0	77.5
薄片 No. 3	-34.0	17.0	30.0	83.0	43.0	-60.0	62.0	-4.0	-4.0	77.0
	-34.0	16.0	30.0	82.0	43.0	-60.0	62.0	-2.0	-6.0	77.0
	-34.0	16.5	30.0	82.5	43.0	-60.0	62.0	-3.0	-5.0	77.0

第 八 表 (Tab. 8) Anorthite from Miyake-jima erupted in 1940.

(a)

(010)に平行 なる薄片	弾性軸の位置					(001)劈開				
	X		Y		Z	n		h		A
	n	h	n	h		n	h	n	h	
薄片 No. 5	45.0°	35.0°右	160.5°	31.5°右	280.0°	40.0°右	268.0°	4.0°右	351.0°	348.0
	33.0	33.0右	146.0	31.0右	268.0	41.0右	77.5	4.0左	348.0	

(b)

(010)に平行 なる薄片	弾性軸の位置					光軸の位置				
	X		Y		Z	A		B		2V
	$\varphi$	$\lambda$	$\varphi$	$\lambda$		$\varphi$	$\lambda$	$\varphi$	$\lambda$	
薄片 No. 5	-36.0°	15.0°	31.0°	82.0°	39.0°	-59.0	65.0°	-3.0°	-7.0°	77.0°
	-38.0	18.0	31.0	85.0	40.0	-57.0	64.0	-1.0	-4.0	78.0
	-37.5	17.5	31.0	83.5	39.5	-58.0	64.5	-2.0	-5.5	77.5

第九表 (Tab. 9) Anorthite from Miyake-jima.

		彈性軸の位置					光軸の位置				
		X		Y			Z		A		
		$\varphi$	$\lambda$	$\varphi$	$\lambda$	$\varphi$	$\varphi$	$\lambda$	$\varphi$	$\lambda$	$\varphi$
明治七年噴出 (1874)	No. 1	-34.0°	15.5°	26.0°	86.0°	45.5°	-33.0°	60.5°	-2.8°	-2.8°	77.5°
	No. 6	-34.0	12.5	27.5	81.5	45.0	-36.0	55.0	0.5	-6.7	77.0
	平均	-34.0	14.0	26.5	83.8	45.3	-34.5	57.8	-1.2	-4.8	77.3
	// (010)	-33.5	15.5	28.5	84.0	43.0	-37.0	64.0	1.0	-6.5	77.5
	總平均	-33.8	14.8	27.7	83.9	44.2	-35.8	60.9	-0.1	-5.7	77.4
昭和十五年噴出 (1940)	No. 1	-36.0	17.0	28.5	83.0	41.0	-34.0	65.5	-3.5	-5.0	77.0
	No. 3	-34.0	16.0	30.0	82.5	43.0	-35.5	62.0	-3.0	-5.0	77.5
	平均	-35.0	16.5	29.3	82.8	42.0	-34.8	63.8	-3.3	-5.0	77.3
	// (010)	-34.5	17.5	31.0	83.5	39.5	-37.0	64.5	-2.0	-5.5	79.5
	總平均	-34.8	17.0	30.2	83.2	40.8	-35.9	64.2	-2.7	-5.3	78.4
ベスビ アス	F. Becke	-36.6	12.5			43.3	-33.0	57.9	-2.6	-6.2	76.3
	C. Viola	-35.0	13.0			45.0	-33.5	57.0	-1.5	-5.6	76.9

第 拾 表 (Tab. 10) Anorthite from Tarumae erupted in 1909.

(a)									
(001)に平行 なる薄片	X		Y		Z		(010) 劈 開		B
	n	h	n	h	n	h	n	h	j
薄片 No. 1	56.0°	38.0°左	337.5°	14.0°右	263.0°	49.0°左	275.0°	4.0°左	349.0°
	54.0	38.5°左	336.0	14.0°右	82.0	48.0°右	273.0	4.0°左	349.0
薄片 No. 2	21.0	39.0°左	124.5	17.0°左	53.5	47.0°右	244.0	4.0°左	9.0
	198.0	37.0°右	122.0	18.0°左	52.5	47.5°右	62.0	4.0°右	10.5
(b)									
(001)に平行 なる薄片	弾 性 軸 の 位 置						光 軸 の 位 置		
	X		Y		Z		A		2V
	φ	λ	φ	λ	φ	λ	φ	λ	
薄片 No. 1	-35.0°	12.0°	26.0°	82.0°	44.6°	-36.0°	-62.0°	60.0°	80.0°
	-35.0	11.0	26.0	82.0	42.0	-36.0	-62.0	59.0	80.0
	-35.0	11.5	26.0	82.0	43.0	-36.0	-62.0	59.5	80.0
薄片 No. 2	-32.0	13.0	27.0	84.0	46.0	-37.0	-60.0	54.0	80.0
	-32.0	15.0	27.0	86.0	45.0	-36.0	-60.0	60.0	80.0
	-32.0	14.0	27.0	85.0	45.5	-36.5	-60.0	57.0	80.0

第 拾 壹 表 (Tab. 11) Anorthite from Tarumae erupted in 1909.

(a)										
(010)に平行 なる薄片	X		Y		Z		(001) 劈 開		A	
	n	h	n	h	n	h	n	h	j	
薄片 第1回	41.0°	37.0°右	337.5°	30.0°左	275.0°	39.0°右	86.0°	4.0°右	6.0°	
No. 5 第2回	50.0	34.0左	342.0	29.0右	102.0	42.0右	92.0	4.0右	352.0	

(b)										
(010)に平行 なる薄片	弾 性 軸 の 位 置						光 軸 の 位 置			
	X		Y		Z		A		B	
	φ	λ	φ	λ	φ	λ	φ	λ	φ	λ
薄片 第1回	-36.0°	14.0°	27.0°	83.0°	43.0°	-34.0°	-63.0°	68.0°	2.0°	-8.0°
No. 5 第2回	-36.0	16.0	29.0	84.0	42.0	36.0	-60.0	69.0	1.0	-7.0
平 均	-36.0	15.0	28.0	83.5	42.5	-35.0	-61.5	68.5	1.5	-7.5

第 拾 貳 表 (Tab. 12) Anorthite from Tarumae.

	弾 性 軸 の 位 置						光 軸 の 位 置			
	X		Y		Z		A		B	
	φ	λ	φ	λ	φ	λ	φ	λ	φ	λ
No. 1	-35.0°	11.5°	26.0°	82.0°	43.0°	-36.0°	-62.0°	59.5°	0.3°	-8.5°
No. 2	-32.0	14.0	27.0	85.0	45.5	-36.5	-60.0	57.0	3.5	-6.0
平 均	-33.5	12.8	26.5	83.5	44.3	-36.3	-61.0	58.3	1.9	-7.3
No. 5	-36.0	15.0	28.0	83.5	42.5	-35.0	-61.5	68.5	1.0	-7.5
總 平 均	-34.9	13.9	27.3	83.5	43.4	-35.7	-61.3	63.4	1.5	-7.4





其屈折率に就ては特に後章に詳記する。今回使用した結晶は累帯構造が極めて幽かに發達したものである。(001) 面上の測定の結果は第拾表に、(010) 面上の測定は第拾壹表に、これ等平均は第拾貳表に示した。これ等の値を三宅島産のものと比較することこれ又實驗誤差の範囲内で一致し従つてベスピアス産のものとも一致する。只少しく異なる所は光軸の位置で其爲に  $2V$  の値が少しく大である。

### V 三瀧産灰長石の光學方位

本灰長石は仙臺郊外三瀧附近に發達する玄武岩質安山岩中の斑晶を成すもので長さ2稜に達するもの尠くない。本礦の光學方位は (001) に平行な面のみに就て測定を行つたのみであるが、其結果は三宅島、樽前或はベスピアス産灰長石と異なる所なく、實驗誤差の範囲内で一致するものである。其結果は第拾參表に示した。

### VI 經緯鏡臺より得たる $2V$ と光軸測角器より得たる $2V$ との比較

第九表、第拾貳表及び第拾參表に見る如く經緯鏡臺より得たる  $2V$  は三宅島産灰長石では  $78^{\circ}.4$ 、樽前産灰長石では  $82^{\circ}.3$ 、三瀧産灰長石では  $78^{\circ}.5$  である。然るに筆者の一人が約30年前にカネギー地球物理研究所のウェルフィング式光軸測角器を借用して測定した値は三宅島産のものが  $77^{\circ}.5'$ 、樽前産が  $78^{\circ}.4'$ 、三瀧産が  $77^{\circ}.7'$  である。これ等を今回の値と比較すると全然一致すると云ひ難いが相當接近する値であり且つ樽前産が他に比して大であることは兩實驗の結果で一致する傾向である。

### VII 屈折率の測定

斜長石の屈折率は1890年より1900年に至る約十年間に既に基礎的測定は遂げられた。これに與つた研究者は主として佛學者で、F. Fouqué, A. Michel-Lévy, A. Lacroix, Offret の如きである。獨逸人では C. Klein 及び F. Becke、伊人では C. Viola がこの問題に深い關係を持つた。

これ等の屈折率は主として食鹽焰に對してであるが、C. Viola は B, C, D, E, b 及び F の如き幾多の波長に對し屈折率を測定し、Offret は溫度

の屈折率に對する影響を測定した。

灰長石の屈折率測定では Fouqué はプリズムを製作して用ひたが、他は皆反射法である。

三宅島、樽前及び三瀧産の灰長石の屈折率は 1913 年に筆者の一人がカネギー地球物理研究所の Abbe-Pulfrich's total-reflectometer を借用して測定した事がある<sup>1)</sup>。其結果は後に述べる様に器械の恒數決定に稍不備の點があつたので良好ではなかつたが、この恒數に對し補正を行へば其後精査した結果と殆んど一致するのは後に述ぶる所で明である。

三宅島産灰長石の屈折率に就ては 1914 年ケンブリッヂ大學礦物學教室の Abbe-Pulfrich's total-reflectometer を借用して再測定を行つた、其結果は地球誌上<sup>2)</sup>に發表した。これ等の灰長石は明治七年噴出のものであるが、今回昭和十五年噴出のものを測定し、これと並行に又明治七年のものを測定して比較に便にした。

猶樽前及び三瀧産灰長石に對しても今回更に測定を繰返した。本實驗に使用した全反射屈折計は Klein 式ではあるが最も新式のもので反射鏡は左右兩側に轉回し得るものであるから、Abbe-Pulfrich 式と同様の補正を行ひ得るものである。石英に就て測定を試みた所  $\varepsilon=1.5534$ ,  $\omega=1.5443$  となり、J. W. Gifford<sup>3)</sup> の  $\varepsilon=1.55337$ ,  $\omega=1.54426$  に小數點以下四位で合致する。

**1 三宅島産灰長石の屈折率** 明治七年同火山噴出の灰長石に對し筆者が最初(1913)に測定した値<sup>4)</sup>は食鹽焰に對して  $\alpha=1.5738$ ,  $\beta=1.5818$  及び  $\gamma=1.5872$  である。其後 (1914) ケンブリッヂで測定した結果<sup>5)</sup>は  $\alpha=1.5747$ ,

1) S. Kôzu, Optical, chemical and thermal properties of anorthite from three localities in Japan., Sci. Rept., Ser. II, 2, 9~23, 1914.

2) 神津徹祐, 三宅島灰長石の諸性質, 地球, 7, 440~448, 昭和 2 年。

3) J. W. Gifford, the refractive indices of fluorite, quartz and calcite., Proc. Roy. Sci. London, 70, 329~340, 1902.

4) S. Kôzu, 前掲。

5) 神津徹祐, 前掲。

$\beta=1.5827$  及び  $\gamma=1.5880$  である。今兩者を比較すると前者は後者より  $\alpha$  及び  $\beta$  に於て 0.0009 少く  $\gamma$  に於て 0.0008 少い。換言すれば  $\alpha$ ,  $\beta$  及び  $\gamma$  に對し共通の差を示

す故に其差異は測定上のものでなく器械に關する恒數上の差異と考へられる。故に筆者の 1913 年の測定値は過小ではあるが  $\alpha$ ,  $\beta$  及び  $\gamma$  の各に 0.0009 を加算すれば其後の測定値と一致するのである。

昭和十五年七月の本火山の活動に際しても亦灰長石の結晶彈を噴出した事は齋藤學士<sup>1)</sup>の報文で

第 拾 四 表 (Tab. 14)

	I	II
SiO <sub>2</sub>	43.13	44.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.87	36.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.45	0.08
FeO	0.29	n.d.
MgO	0.08	0.04
CaO	19.27	19.49
Na <sub>2</sub> O	0.65	0.59
K <sub>2</sub> O	0.05	0.03
BaO	n.d.	ナシ
SrO	n.d.	ナシ
H <sub>2</sub> O <sub>+</sub>	0.63	.....
H <sub>2</sub> O <sub>-</sub>	0.35	.....
Total	100.77	100.72

I 三宅島昭和十五年噴出灰長石, Y. Kawano anal.

II 三宅島明治七年噴出灰長石, H. S. Washington anal.

第 拾 五 表 (Tab. 15)

三宅島産灰長石の屈折率				
	明治七年噴出			昭和十五年噴出
	Kôzu <sup>1)</sup> 1913	Kôzu 1914	Katô 1941	Katô 1941
$\alpha$	1.5737	1.5747	1.5748	1.5748
$\beta$	1.5827	1.5827	1.5828	1.5828
$\gamma$	1.5881	1.5880	1.5880	1.5880
$\gamma-\alpha$	0.0134	0.0133	0.0132	0.0132
$\gamma-\beta$	0.0054	0.0053	0.0052	0.0052
$\beta-\alpha$	0.0080	0.0080	0.0080	0.0080

1) 1913 年の計算値  $\alpha$ ,  $\beta$  及び  $\gamma$  の各に 0.0009 を加算せるもの。

1) 齋藤 仁, 前掲。

明かである。當教室の河野助教授も同活動に對し實地踏査を行ひその噴出物の化學的研究中である。今回屈折率の測定を行つたものは河野博士の採集したもので、其化學分析も既に完了され居る。同博士の好意によりこの分析の結果を明治七年噴出の灰長石の Washington 分析の結果と並記すると第拾四表に見る様である。この分析より斜長石の分子式を算出すると  $\text{Ab}_6\text{An}_{94}$  である。若し Carnegieite の存在を認むれば  $\text{Ab}_{2.2}\text{An}_{94}\text{Cg}_{3.8}$  となる。明治七年噴出の灰長石分析からは  $\text{Ab}_{4.6}\text{An}_{95.4}$  或は  $\text{Ab}_{3.9}\text{An}_{95.4}\text{Cg}_{0.7}$  となり両者は實驗誤差の範囲内で一致する。

三宅島灰長石の屈折率を一表とすれば第拾五表に見る様である。三宅島灰長石の屈折率の分散に就ては筆者の一人が 1914 年にケンブリツヂに於て再測定を行つた、其結果は一度地球誌上に記載したが本論文には後日他の斜長石の屈折率の分散を記述するからこれ等と比較に便ずる爲に脚註に掲げて置く。

2 樽前火山産灰長石の屈折率 明治四十二年本火山の活動により噴出した灰長石の屈折率に就て第一に發表されたものは筆者の 1913 年のものであらう。この結果は三宅島産のものと同様に當時採用した全反射屈折計の恒數に不充分の點があつたため計算値が過小であつた。其値は同時に測定した三宅島の場合と同様である筈であるから 0.0009 を  $\alpha$ ,  $\beta$  及び  $\gamma$  の各に

$\lambda$ in $\mu\mu$	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$
486	1.5815	1.5895	1.5951
508.5	1.5795	1.5877	1.5932
572	1.5781	1.5862	1.5915
535	1.5775	1.5857	1.5908
554	1.5761	1.5841	1.5893
589	1.5747	1.5827	1.5880
610	1.5738	1.5817	1.5869
644	1.5724	1.5804	1.5854
671	1.5713	1.5792	1.5844
700	1.5702	1.5782	1.5834

今回再測定を行つた

結果は第拾七表に示すものでこれを舊測定値に補正を加へたるものと比較すると殆ど同値である。根本學上は劈開片に對し浸液法で測定した其値は小数點以下三位であるが今回の値と一致して居る。

#### 4 三宅島、樽前及び三溝産灰長石とベスピアス産灰長石の屈折率の比較

第 貳 拾 表 (Tab. 20)

灰 長 石		
(001) 面上	産 地	實 驗 者
(010) 面上		
—40.1°	ベスピアス	F. Becke
—37.6°		
—38, —40	三宅島	菊 地
40, —41		
—36.9	樽 前	神 津
—35.4		
—35.0	三宅島 明治七年噴出	加 藤
—36.8		
—39.2	三宅島 昭和十五年噴出	同
—35.0		
—35.5	樽 前	同
—32.1		
—35.3	三 溝	同
未測定		

以上測定した本邦産灰長石三種の屈折率とベスピアス産灰長石の屈折率につき F. Fouqué, C. Viola 及び C. Klein の測定した結果と比較して見ると第拾八表に見る様であるが、後者が前三者に比して少しく高い。これは前者が An 分子に富むことを示し本邦産上記の灰長石はベスピアス産灰長石の如く純質ではないが極めて接近して居るものであることを示すものである。

#### VIII 灰長石の (001) 及び (010) 面上の消光角

以上の光學方位を測定した薄片に就て普通の方法で (001) 及び (010) 面上の消光角を測定した所其結果は第拾九表に示す様である。又これ等の値をベスピアス産灰長石の値及び三宅島及び樽前産の前測定値と比較すると第貳拾表の様である。

本研究に要した費用の一部は文部省科學研究費の一部である、茲に其出所を明かにし謝意を表する。



抄 錄

礦物學及結晶學

**6464, 氷長石の線膨脹** Rosenholtz, J. L., Smith, D. T.

著者等はスイス國 Grisons 産氷長石を 1000°C 迄加熱し、線膨脹及び其他の熱變化を研究せり。試料の屈折率は  $a=1.519$ ,  $\beta=1.523$ ,  $\gamma=1.525$ , 比重は 2.559 (20°C) 又分析結果は次の如し。SiO<sub>2</sub> 64.65, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 18.69, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO 0.04, MgO 0.07, CaO 0.03, Na<sub>2</sub>O 0.74, K<sub>2</sub>O 15.78, H<sub>2</sub>O+0.07, H<sub>2</sub>O-0.03, total 100.14.

加熱實驗の結果は a 軸に平行に大なる膨脹を、b 軸に平行に極めて僅かの收縮を、又 c 軸に平行に僅小の膨脹を示せり。又膨脹、收縮の急變は 120°C に始り、950°C に終る 12 個所に生ぜり。

因みに著者等は神津教授が 1925 年に發表 (Sci. Rep. Tōhoku Imp. Univ. Ser. III, 2, 203~238) せられたる同研究を引用、比較せり。著者等の結果は同教授の夫と良く一致せり。(Am. Min. 26, 391~394, 1941)[大森]

**6465, Mg-Al 柎榴石の格子恒數** Mende, I.

造岩柎榴石の決定は、例へば屈折率又は比重の實測の如き種々の方法にてなし得。然れども此等の方法は容易に使用し得ざる場合あり。即ち多くの柎榴石の屈折率は沃度メチレンより高く、又造岩柎

榴石は包裹物を含有するを以て眞の比重の實測が困難なるを以てなり。従つて多くの場合に、柎榴石の種の決定には粉末法に依る格子恒數の實測が適當なり。

柎榴石の格子恒數には G. Menzer (1928 年) に依り決定されたるものあり。同氏は Falun 産の殆んど純粹な Alm (Fe-Al 柎榴石) より  $a=11.497\text{Å}$ , Meronitz 産 Py (Mg-Al 柎榴石) より  $a=11.510$  を得たり。この前者が後者より小なることは、MgO 及び FeO の格子恒數が夫々  $a=4.20\text{Å}$  及び  $4.28\text{Å}$  なることに一見矛盾するが如し。然れども同氏はこの Mg-Al 柎榴石は純粹なるものに非ずして、FeO (7~8%) 及び CaO (4~5%) を含有するが爲なりと説明せり。

筆者は格子恒數の測定に依る造岩柎榴石の決定を行ひつゝある際、この Meronitz 産 Alm 及び Py を再檢討せり。その結果に依れば Meronitz 産 Py の格子恒數は Menzer の値と一致すれども、 $a=11.50\text{Å}$  の (Fe, Mn)<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>[SiO<sub>4</sub>]<sub>3</sub> を 16%,  $a=11.84\text{Å}$  の Ca<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>[SiO<sub>4</sub>]<sub>3</sub> を 11% 含有す。之より純粹な Mg<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>[SiO<sub>4</sub>]<sub>3</sub> の格子恒數として  $a=11.46\text{Å}$  を得たり。

因みにこの結果は Fleischer の Py の格子恒數  $a=11.440$  に極めて近似す。(Zentb. 1941, A, 137~139)[大森]

**6466, Victoria 花崗岩中の有色核燐灰石結晶** Baker, G.

花崗岩中の燐灰石小結晶は屢々多色性を呈する有色核を含有す。この有色核には、角閃石、黒雲母及び綠泥石と類似の光學性質を示すものあれども、大部分は多

色性を青色及び褐色に變化し、如何なる礦物とも完全に一致せず。此等は微細に分散され、一部は吸収されたる鐵マグネシア礦物にして、混生作用に依り生じたるものなり。この多くは外來物質を多量に同化せる Victoria 花崗岩に伴へり。(Am. Min. 26, 382~390, 1941)[大森]

## 岩石學及火山學

6467, Nordingrå 斑禰岩の風化現象  
von Eckermann, H.

スエーデンの Jotnian 水成岩が同時代の火成岩の分解、風化せる結果生成されたる事、及びラバキウィ花崗岩が岩漿源のものなる事を確むる爲、Jotnian 期の鹽基性火成岩の風化生成物たるアルコーズにつき研究せり。新鮮なる斑禰岩及び斑禰岩アルコーズにつき化學分析を行へるに、後者は  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{CaO}$  及び  $\text{Na}_2\text{O}$  を減少し、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  及び  $\text{H}_2\text{O}$  を増加し、 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  の比も上昇せり。ラバキウィ花崗岩をラバキウィ・アルコーズに比較するに  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$  及び  $\text{K}_2\text{O}$  の比は異なるも、その他の點に於ては斑禰岩及び同アルコーズに於けると全く同様の變化を認めたり。これらの變化は現世に於ける同様な岩石に於ける變化と全く同一の傾向を示し、Jotnian 期以後に於て別に物質供給等の變化のなきことを明白に示せり。又當時の如く植物の繁茂せざる時代に於ける風化は現今の濕潤なる氣候に於けるそれとは全く別個の經過をとり、恐らく現在の乾燥地に於けるものと近似せしものならん。本研究によれ

ばラバキウィ・アルコーズは花崗岩化作用論者の考ふる如く Jotnian 水成岩が花崗岩化作用によりラバキウィ花崗岩に變化せんとする初期の状態を表はすものに非ずと思惟さる。何故ならば若し然りとせば、斑禰岩アルコーズも亦同作用の初期の段階なる可きも、かゝる時には“花崗岩の揮發物”として  $\text{Na}_2\text{O} + 5\text{CaO} + \text{SiO}_2$  の如き成分を有する溶液の添加を考へざる可からず。然るに、かゝる成分の液の存在は絶対に信じ得べからざるが故なり。(Geol. Fören. Förh. 61, 490~496, 1939)[八木]

6468, Monts du Forez に於ける石灰及び灰苦珪酸鹽を有する脈岩に就いて  
Jung, J., Sainfeld, P.

St. Bonnet-le-Courreau 地方の花崗岩中には片麻岩の捕獲岩あり。同山地の北方にては珪線石に富める花崗片麻岩が存し、南方にては優黑色鹽基性岩石があり。その主體は角閃石及び曹灰長石  $\text{An}_{60}$  よりなる細粒質角閃岩にして、その中には透輝石、曹灰長石  $\text{An}_{60}$  を主成分とする輝岩の岩脈あり、最後に鐵礬柘榴石及び亞灰長石  $\text{An}_{70}$  よりなる柘榴石岩に移化す。輝岩は一部に珪灰石を含有し、鏡下に見るに珪灰石、亞灰長石  $\text{An}_{70}$ 、透輝石、方解石、チタン石等よりなる。これらの鹽基性岩はベグマタイトの細脈によりつらぬかる。花崗岩は漸次上記の珪線石片麻岩に移化す。即ちこれらの鹽基性岩は Forez の混生花崗岩中に捕獲され、同化熔融をまぬがれたる准片麻岩なりと信ぜらる。故に珪灰石、ヴェスヴ石の如

き石灰珪酸鹽礦物は migmatization の  
強き地帯にのみ限られて發見さる。  
(Compt. Rend, 209, 887~888, 1939)  
〔八木〕

6469, Öje 輝綠岩に就て von Ecker-  
mann, H.

スウェーデン Dalekarlia 地方の後期  
Jotnian の輝綠岩漿の活動は溢流噴出及  
び廣地域の貫入の2時期に分たる。第1  
期の活動により Hamra 地方の若き斑岩  
系列の綠色玢岩を噴出し、第2期には  
Öje 輝綠岩を生成せり。この輝綠岩の層  
序學的位置に關しては從來明白ならざり  
き著者は厚さ 130 m に及ぶ輝綠岩體の  
基部及び上部より7個の試料を採集し化  
學分析を試みたり。その結果によれば同  
一水準の岩石に於ては成分が一定なる  
も、上部及び下部を比較すれば著しき成  
分の相違を見る。即ち下部は CaO に富  
み、多量の斜長石を有するに反し、上部は  
アルカリ、 $P_2O_5$  に富み、揮發成分が上昇  
せしことを示せり。 $TiO_2$ , FeO,  $Fe_2O_3$   
がチタン磁鐵礦として上部に於て富むは  
重力分化作用と逆の現象にして、恐らく  
凝固の際に於ける揮發成分の移動がその  
主なる原因ならん。(Geol. Fören. Förh.  
61, 177~192, 1939)〔八木〕

## 金屬礦床學

6470, メキシコ Zacatecas 礦床産銀礦  
石の共生關係 Bastin, E. S.

表記礦床産多數の標本につき顯微鏡的  
研究を行ひたる結果、上昇水性礦物群の  
生成順序は主として次の如し、(1)黃鐵礦

(2)閃亜鉛礦(3)石英(4)黝銅礦、方鉛礦、  
黃銅礦、輝銀礦(5)硫アンチモン化銀礦  
(6)方解石。富礦體の銀礦石は主として  
後期上昇水性のものにしてその時間は一  
なり。尙酸化及び二次富化帶に下降水性  
礦物としての自然銀及び輝銀礦を産出  
す。(Econ. Geol., 36, 371~400, 1941)  
〔竹内〕

6471. 金及び金銅礦床に伴ふ黃鐵礦中の  
微量成分 Auger, P. E.

多數の金及び金銅礦床中の黃鐵礦を試  
料とし分光分析によりて微量成分を検出  
せる結果次の事實を認めたり。(1)一つ  
の礦床或は一つの地域に於て必ずそれに  
特有な成分を有す。(2)礦床の型式或は  
礦床生成溫度によりその微量副成分に特  
徴あり。(3)礦床母岩の差異はその成分  
に影響を與へず。(4)硫化物中の金の含  
量は極めて不規則なり。(Econ. Geol.,  
36, 401~423, 1941)〔竹内〕

6472, オンタリオ州 Omega 礦山の地  
質礦床 Jenney C. P.

オンタリオ州北東部、Larder Lake 地  
方は先寒武利亞の Timiskaming 層帶狀  
に露出し、その下部層なる Keewatin 層  
に屬する熔岩及び凝灰岩が、この地帯の  
中部に位置し、著しく北方に傾ける背斜  
部に見らる。この背斜は、其走向に並行  
せる押被せ斷層により切斷され、これに  
沿ひ南方の翼の火山岩及び堆積岩類が押  
被さり、後期の岩脈及び、比較的大なる、  
花崗岩、閃長岩、斑岩並びに煌斑岩等古期  
岩石中に侵入す。Omega 礦床は一部は  
此の斷層の上盤即ち南側に沿ふて進入せ



る花崗岩質ペグマタイトに、又一部は母岩の不規則な交代に因る。火成岩活動の末期に於ては多量の炭酸鹽を齎し周囲の岩石を交代して Ca, Mg 及び Fe の炭酸鹽を生ず。(Eco. Geol. 36, 424~447, 1941)[加藤]

## 石油礦床學

6473, 灣岸油田の重礦物帶 Cogen, W. M.

初に重礦物の試料採取及供試法の記事あり、著者はこれに従つて多數の砂質層より重礦物を分離して顯微鏡上に檢し、坑井の電気コーアリングと比較し次の結論に達したり。

同地方の三紀層は下部より上部に staurolite, pyanite, epidote, hornblende の4帶の重礦物帶に分ち得可きも、角閃石帶は上下及水平の方向に連續性を欠き局部的發達を示すに過ぎざるを以て寧ろ綠簾石帶の一變相と見做し得可し。油井が深く始新層に達せる場合には更に諸帶の下に下部綠泥石帶の存在が認めらる。以上の諸帶は下方に至る程礦物の種類を減じ、各帶の境界は單に推定線を示すものとす。而して重礦物帶の境界は古生物學的層位乃至堆積相の差違に關係なく、例へば Kyanite 帶は内陸に於ては始新層に常なるも沿岸に於ては中新層となるが如し。これら重礦物の根源は必しも或る地質時代の特定の陸地より直接に供給されたるものに非ずして、長距離沿岸流による運搬（及び後期の局部侵蝕による再堆積）に由來するものなる可く、

また同時に地質を異にする數多の陸地よりの供給を推定せしむるものなり。(Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 24, 2069~2101, 1940)[高橋]

6474, トリニダットの斷層 Wilson, C. C.

アスファルト湖を以て著名なるトリニダド島には島の主軸の方向 (NE-SW) に Parryands, Fyzabad-Barrackpore, 及び Main Southern の三背斜軸が並走し、島の南西端に近く走向 N 70°W の Los Bajos 斷層が以上の褶曲を斜斷す。この斷層は一種の蝶番斷層にして、西半部に於ては斷層の南翼の沈降落差凡 10,000 呎以上に上り、東半部に於ては反對に北翼の沈降落差 7000 呎に達す。著者の考察によれば此斷層は元來走向運動斷層 (Strike-slip fault) に屬し、斷層の北翼部が南翼部に對し東方に移動したるものにして、その水平移動距離に西部に於て 7 哩に達す。その見掛け上の垂直落差は、上の走向斷層の結果、西方の前記のバリアンド等の背斜の西南延長部に向斜盆地が相對し、反對に東方の南背斜軸が斷層を距て、その北邊に向斜盆地と接するに至れるためなり。この斷層は主要石油構造を横斷して礦床上重要な影響を與へたるものにして、その成因はオリノコ盆地に於ける堆積不十分による重力的潰壞 (gravity collapse) 或は米大陸の漂移による地殼調節運動の何れかによるものならんと云ふ。(Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 24, 2102~2125, 1940)[高橋]

## 本 會 役 員

幹事兼編輯	渡邊萬次郎	高橋 純一	坪井誠太郎
	鈴木 醇	伊藤 貞市	
庶務主任	渡邊 新六	會計主任	高根 勝利
圖書主任	竹内 常彦		

本 會 顧 問 (五十音順)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	小川 琢治	大井上義近
大村 一藏	加藤 武夫	木下 龜城	木村 六郎	竹内 維彦
立岩 巖	田中 節秀三	中尾 謹次郎	中村 新太郎	野田 勢次郎
原田 準平	福田 連	藤村 幸一	福富 忠男	保科 正昭
本間 不二男	松本 唯一	松山 基範	松原 厚	井上 禧之助
山口 孝三	山田 光雄	山根 新次		

本誌抄録欄擔任者 (五十音順)

石光 章利	大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義禮	鈴木 廉三九
高根 勝利	高橋 純一	竹内 常彦	中村 喜雄	根橋 雄太郎
待場 勇	八木 健三	渡邊 新六	渡邊 萬次郎	

昭和十六年 八 月廿五日印刷

昭和十六年 九 月 一 日發行

## 編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部内  
日本岩石礦物礦床學會

右代表者 本 名 隆 志

## 印 刷 者

仙臺市國分町七十七番地  
佐 氣 幸 助

## 印 刷 所

仙臺市國分町八十八番地  
佐 氣 印 刷 所  
電話 2636-113 番

## 入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部内  
日本岩石礦物礦床學會

## 會 費 發 送 先

右 會 内 高 根 勝 利  
(振替仙臺 8825 番)

## 本 會 會 費

半ヶ年分 參圓五拾錢 (前納)  
一ヶ年分 七 圓

## 賣 捌 所

仙臺市國分町  
丸善株式會社仙臺支店  
(振替仙臺 15 番)東京市神田區錦丁三丁目十八番地  
東 京 堂  
(振替東京 270 番)

本誌定價 郵稅共 1 部 70 錢

半ヶ年分 豫約 4 圓

一ヶ年分 豫約 8 圓

本誌廣告料 普通頁 1 頁 20 圓  
半年以上連載は 4 割引



---

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

---

CONTENTS.

- Chemical studies of garnet and its mother rock from Amataki  
..... S. Kôzu, R. H. and K. Yagi, R. S.
- Studies on tridymite: First report. Mineralizers having special  
influence on the formation of tridymite ..... H. Inuzuka, R. S.
- Optical orientaion and other properties of triclinic feldspars (I).  
Anorthite ..... S. Kôzu, R. H. and I. Katô, R. S.

Abstracts :

- Mineralogy and crystallography.* Linear expansion of adularia etc.
- Petrology and volcanology.* Weathering phenomena of Nordingra  
gabbro etc.
- Ore deposits.* Paragenetic relations in the silver ores of Zacatecas,  
Mexico etc.
- Petroleum deposits.* Heavy mineral zones of Gulf-Coast Sediments  
etc.

---

Published monthly by the Association, in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.